

**С.В.Аплонов**

**ГЕОДИНАМИКА  
ГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ  
БАССЕЙНОВ**

Научный редактор  
академик В.Е.Хаин

Санкт-Петербург  
2000

# Содержание

От редактора.....	3
Введение.....	4
<b>Глава 1. Геоисторическая информация в геофизических полях.....</b>	<b>10</b>
1.1. Цикл Вилсона: схема 1966 года и ее современная трактовка.....	-
1.2. Начальный раскол континентов.....	23
1.3. Геофизические индикаторы начальных расколов континентов.....	33
1.3.1. Континентальный рифтинг.....	-
1.3.2. Спрединг.....	38
1.4. Методология геофизического анализа эволюции литосферы.....	52
<b>Глава 2. Свидетельства океанской коры в фундаменте осадочных бассейнов.....</b>	<b>60</b>
2.1. “Базальтовые окна” континентов.....	-
2.2. Структура поверхности фундамента и мощность консолидированной коры.....	64
2.3. Гравитационное поле и плотность консолидированной коры.....	70
2.4. Шовные зоны фундамента.....	79
2.4.1. Север Западной Сибири.....	80
2.4.2. Баренцевский шельф.....	86
2.4.3. Карский шельф.....	91
2.4.4. Прикаспийский бассейн.....	94
<b>Глава 3. Линейные магнитные аномалии (ЛМА) над глубокими осадочными бассейнами.....</b>	<b>97</b>
3.1. Постановка проблемы и предыстория ее решения.....	-

---

3.2. Структура аномального магнитного поля и выделение ЛМА.....	102
3.3. Идентификация ЛМА, возраст и параметры спрединга палеоокеанской коры.....	114
<b>Глава 4. Геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши.....</b>	<b>131</b>
4.1. Состояние проблемы.....	-
4.2. Геодинамические типы фундамента региона.....	134
4.3. Основные этапы эволюции региона.....	147
4.3.1. Столкновение Баренции с Восточной Европой.....	148
4.3.2. Закрытие Япетуса и девонско-каменноугольный рифтинг.....	150
4.3.3. Закрытие Уральского океана и триасовый рифтинг	153
<b>Глава 5. Геодинамика и нефтегазоносность осадочных         бассейнов.....</b>	<b>164</b>
5.1. Вводные замечания.....	-
5.2. Гармоничные и дисгармоничные бассейны и роль "несостоявшихся океанов" в их формировании.....	167
5.3. Геодинамический анализ и направления нефтегазопоисковых работ.....	178
Заключение.....	191
Литература.....	193

## От редактора

Предлагаемая монография С.В.Аплонова относится к области бассейнового анализа - одного из наиболее быстро развивающихся направлений современной геологической науки. Она касается самого важного типа осадочных бассейнов - глубоких бассейнов, отличающихся богатой нефтегазоносностью; к ним в России принадлежат Западно-Сибирский, Прикаспийский, Баренцевский бассейны, рассматриваемые в труде С.В.Аплонова. Этот труд представляет обобщение исследований автора, начатых в 1982 году. Он должен вызвать большой интерес в трех, по крайней мере, аспектах.

Первый аспект - методический. Автором разработана оригинальная методика интерпретации геофизических, в особенности магнитометрических данных, значительно расширяющая возможности ретроспективного анализа геодинамических обстановок формирования глубоких осадочных бассейнов. Аналогов этой методики пока не предложено в зарубежной литературе.

Второй аспект - региональный. Автором разработана новая модель структуры и развития Западной Российской Арктики, заслуживающая большого внимания. Существенный интерес представляет и его интерпретация истории Западно-Сибирского и Прикаспийского бассейнов.

Третий аспект - практический. Автор справедливо критикует традиционный подход к оценке перспектив нефтегазоносности конкретных бассейнов и обосновывает новый подход, отдельно трактующий перспективы нефтегазоносности верхней и нижней частей осадочного выполнения бассейнов.

Монография С.В.Аплонова во всех ее аспектах несомненно привлечет к себе внимание исследователей. Восприятие его выводов также, несомненно, не будет однозначным, особенно в их региональной и нефтегазогеологической частях. Однако дискуссия по этим вопросам будет плодотворной и заведомо стимулирует дальнейшую их разработку. Так что, независимо от различных суждений, издание труда С.В.Аплонова, по моему глубокому убеждению, является необходимым и полезным.

*Академик В.Е.Хаин*



Г а л и л е й:

*Да, мы будем все снова и снова подвергать сомнению. И мы не помчимся семимильными шагами, нет, мы будем продвигаться со скоростью улитки. И то, что мы обнаружим сегодня, мы завтра зачеркнем и только тогда напишем снова, когда обнаружим то же самое еще раз. И особенно недоверчивы мы будем, обнаруживая именно то, чего бы нам хотелось.*

*И если у нас будут расползаться под руками все иные гипотезы, кроме нашей, тогда уж никакой пощады тем, кто не исследует, но все же спорит.*

Б.Брехт "Жизнь Галилея"

## Введение

Геодинамика, согласно наиболее широкому определению [Зоненшайн и Кузьмин, 1993], включает в себя три основных раздела: 1) *глубинную геодинамику*, изучающую силы, действующие внутри Земли и приводящие к тектонической активности в ее близповерхностных оболочках; 2) *тектонику литосферных плит*, изучающую широкий спектр современных геолого-геофизических процессов, идущих в коре и верхней мантии (литосфере и астеносфере); и 3) *палеогеодинамику*, занимающуюся реконструкцией движений литосферных плит и геодинамических обстановок геологического прошлого.

Роль геофизики как фактологической и концептуальной основы геодинамики снижается от ее 1-го раздела к 3-му. Действительно, почти все, что мы знаем о глубинных процессах в Земле, в ее ядре и нижней мантии (1-й раздел), дала геофизика - сейсмология, сейсмическая томография, гравиметрия, геотермия, магнитотеллурика и т.д. Что не менее важно, стремясь создать модель глобальной эволюции Земли, мы, следуя геодинамическим канонам, рассматриваем ее как физическое тело, развивающееся по строгим физическим законам, количественно описываемым уравнениями математической физики. Очень значительна роль геофизики и в изучении современной тектоники плит (2-й раздел): по геофизическим данным трассируются межплитовые границы, определяются их типы, измеряются "мгновенные" вертикальные и горизонтальные движения плит, и т.д.

Что же касается палеогеодинамики (3-й раздел), особенно в части реконструкции региональных и локальных палеогеодинамических обстановок, то здесь предпочтение отдается геологическим индикаторам - магматическим, геоморфологическим, осадочно-формационным и другим. Справедливо считается, что любой геодина-

мической обстановке свойственны свои структурно-вещественные комплексы пород, что эти комплексы в значительной степени консервативны и, следовательно, могут рассматриваться в качестве палеогеодинамических индикаторов.

Роль геофизики остается высокой в глобальной палеогеодинамике, в основном за счет палеомагнитологии. Во-первых, по данным о древней намагниченности горных пород [Храмов и др., 1982] реконструируется широтное положение древних континентов и тем самым создается жесткая глобальная “рама”, которая затем наполняется региональными и локальными палеогеодинамическими обстановками, восстановленными уже на основе геологических комплексов-индикаторов. Во-вторых, геосторический анализ линейных магнитных аномалий [Vine & Matthews, 1963; Карасик, 1971] остается традиционным (и наиболее точным) методом изучения кинематики раскрытия современных океанов и, соответственно, реконструкции взаимных перемещений континентов за последние 160 – 180 млн лет.

Но в целом приходится признать, что геофизические данные используются в палеогеодинамике недостаточно. Им отводится либо глобальная, либо традиционная узко-вспомогательная роль при геологическом картировании. Такое положение породило тезис о “сиюминутности” геофизической информации как таковой, наиболее откровенно сформулированный американским геофизиком Р.Гирдлером: *“К сожалению, измерения современных геофизических полей ничего не говорят нам о геофизических полях прошлого”* [Гирдлер, 1981]. По поводу использования геофизической информации для палеотектонических построений еще более категорично высказался В.В.Белоусов: *“...геофизические методы, как правило, не приспособлены к изучению истории процессов: они выявляют современную структуру земных недр и современные процессы, в них происходящие. Эта “сиюминутность” геофизических методов получила соответствующее отражение и в основных положениях “тектоники плит”. В силу этого “тектоника плит” чужда геологическому историзму”* [Белоусов, 1984].

Тезис о “сиюминутности” геофизической информации и раньше представлялся весьма спорным - высказывались совершенно иные мнения о роли геофизических данных в палеотектоническом анализе. Достаточно вспомнить в этой связи фундаментальные труды М.М.Тетяева [1934], В.В.Федынского [1964], Р.М.Деменицкой [1975], А.С.Семенова [1980]; из зарубежных работ - книги Э.Аргана [1935] и Г.Джеффриса [1960]. Сегодня же можно с уверенностью сказать, что убеждение в “сиюминутности” геофизических данных не выдержало проверку временем и должно быть отвергнуто. Почти все геофизические поля в той или иной мере несут в себе геосторическую информацию, и это определяет их высокую (в настоящее время не во всех аспектах понятую и потому далеко не исчерпанную)

эффективность при разномасштабном палеогеодинамическом анализе.

Ниже будет показано, что каждой современной геодинамической обстановке присущ свой строго индивидуальный набор особенностей геофизических полей. Эти особенности, как правило, настолько ярки, что не позволяют спутать одну геодинамическую обстановку с другой (конечно, при условии достаточно детальной и качественной изученности конкретного региона, где эта обстановка имеет место). В процессе непрерывной эволюции литосферы какая-то (очевидно, даже основная) часть геофизических характеристик, обусловленных физико-механическими параметрами литосферы, непрерывно изменяется. Но наряду с этим существуют консервативные геофизические характеристики, сохраняющиеся в скрытом виде в сегодняшних геофизических полях и несущие информацию о палеогеодинамике регионов, где эти поля измерены. Таким образом, *геофизические поля могут быть использованы в качестве палеогеодинамических индикаторов* [Аплонов, 1990].

Такой подход в перспективе (а в ряде случаев - уже сейчас) открывает совершенно новые возможности и области применения геофизических методов.

Прежде всего, геофизическая интерпретация до недавнего времени традиционно ограничивалась извлечением из наблюдаемых полей в основном структурно-вещественной информации, причем достаточно абстрактной, в лучшем случае оценивая ее достоверность. Дальнейшая, собственно геологическая интерпретация, отдавалась "на откуп" исторической геологии, тектонике, седиментологии и т.п. Такое положение нельзя признать правильным хотя бы потому, что именно геофизика, как нам представляется, с присущим ей количественным подходом к анализу разноплановых явлений, способна вывести на качественно новый уровень историко-геологические построения. Кстати, однажды уже так и произошло: ведь во многом именно благодаря геофизическим открытиям и "геофизическому" взгляду на уже известные к тому времени геологические факты 30 лет назад родилась тектоника плит.

Кроме того, как бы "классический" геолог не привык верить лишь тому, что можно "потрогать руками", есть объекты (причем в приповерхностных оболочках Земли), по которым прямая геологическая информация принципиально недоступна не только сейчас, но и в обозримом будущем. В то же время, изучение именно этих объектов имеет ключевое значение для широкого круга палеогеодинамических проблем. 30 лет назад таким объектом было дно Мирового океана - именно его изучение привело к бурному развитию тектоники плит.

Сегодня таким объектом, причем изученными гораздо хуже, чем океанское дно, остается фундамент глубоких осадочных бассейнов. Именно проблемам его генезиса и эволюции посвящена эта книга. В ней будет показано, что геофизический анализ позволяет

получить пусть пока не бесспорную, нуждающуюся в проверке, но совершенно новую и принципиально важную информацию о геодинамике глубоких осадочных бассейнов. Кроме собственно познавательного, геодинамические модели содержат прогнозный аспект - они позволяют выработать обоснованную стратегию дальнейших геологических исследований и определить направления нефтегазописковых работ в крупнейших осадочных бассейнах России.

Предлагаемая вниманию читателей книга состоит из пяти глав.

В главе 1 рассматриваются возможности извлечения геосторических (ретроспективных) составляющих из современных многокомпонентных геофизических полей. Раскрывается взаимосвязь между стилем эволюции литосферы, ее современными структурно-вещественными характеристиками и сохранностью ретроспективных составляющих в различных геофизических полях. Формулируются общие принципы регистрации, выделения и интерпретации ретроспективных геофизических аномалий.

Глава 2 систематизирует полученные в разные годы геолого-геофизические данные, указывающие на присутствие в основании глубоких осадочных бассейнов коры, идентичной по своим характеристикам океанской. Приводятся качественные и количественные характеристики фундамента осадочных бассейнов, полученные на основе современных геофизических данных с применением специальных средств их обработки и интерпретации.

Глава 3 посвящена ключевому свидетельству палеоокеанского генезиса фундамента глубоких осадочных бассейнов - обнаруженным над ними скрытым линейным магнитным аномалиям (ЛМА), по частотно-амплитудным характеристикам неотличимым от ЛМА современных срединно-океанских хребтов. Описывается комплекс методов и результаты поиска, выделения и геохронологического анализа ЛМА над глубокими осадочными бассейнами.

В главе 4 рассматривается геодинамическая модель региона, включающего крупнейшие осадочные бассейны России - Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши (Тимано-Печорской и Западно-Сибирской провинций), созданная путем геосторической интерпретации геофизических полей.

Наконец, в завершающей главе 5, написанной совместно с Б.А.Лебедевым, обсуждается прикладное значение геодинамических моделей осадочных бассейнов для прогноза их нефтегазоносности. На примере северных районов Западной Сибири демонстрируются возможности геодинамического анализа для локализации сложных нефтегазоносных объектов в глубоких горизонтах осадочного чехла.

Эта книга суммирует и подводит промежуточный итог моим 18-летним исследованиям в области геофизики, геодинамики и нефтегазоносности осадочных бассейнов. Они начались в 1982 году в Ленинградской геофизической экспедиции ПГО "Севзапгеология", куда я пришел на работу молодым специалистом после окончания

Ленинградского Горного института и где занимался аэромагнитными и гравиметровыми съемками арктических районов Западно-Сибирской низменности. С 1986 года работа продолжалась в Институте океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР под руководством недавно ушедшей из жизни Раисы Михайловны Деменецкой, которую я считаю своим учителем. В этот период мне довелось участвовать в нескольких океанологических экспедициях под руководством А.П.Лисицына, что, как мне кажется, позволило острее и полнее ощутить глубокое единство геологических процессов, формирующих сегодняшние океаны, с теми, что сотни миллионов лет назад привели к возникновению глубоких осадочных бассейнов. С 1992 года и до сегодняшнего дня исследования геодинамики осадочных бассейнов продолжаются в созданной мною независимой научной фирме - Центре геодинамических исследований ТЕТИС. К работам активно привлекаются студенты и аспиранты Санкт-Петербургского государственного университета, где я с 1995 года возглавляю кафедру геофизики.

В разные периоды финансовую поддержку исследований геодинамики осадочных бассейнов осуществляли Международный научный фонд Дж.Сороса (International Science Foundation), Кембриджская Арктическая Шельфовая Программа (Cambridge Arctic Shelf Program), Великобритания, американские нефтяные компании Exxon, Amoco, Conoco и Mobil, а также отечественные геолого-геофизические организации - Всероссийский институт разведочной геофизики (директор Г.Н.Михайлов) и Государственное научно-производственное предприятие "Геологоразведка" (директор В.А.Рябков). В самые последние годы работы Центра геодинамических исследований ТЕТИС получили поддержку Министерства топлива и энергетики и Министерства природных ресурсов Российской Федерации, а также Администрации Санкт-Петербурга.

В 1998 году нашей работе присужден грант Президента Российской Федерации № 98-15-96102 для поддержки научных исследований молодых российских ученых - докторов наук.

В то же время с грустью приходится отметить, что заявки на гранты по различным аспектам бассейновой тематики (в том числе - на издание данной книги) четырежды отклонялись Российским фондом фундаментальных исследований.

Я храню добрую память о безвременно ушедших из жизни замечательных ученых, моих старших товарищах и сверстниках - Аркадии Михайловиче Карасике, Льве Павловиче Зоненшайне, Георгии Михайловиче Валяшко и Сергее Гелиевиче Краснове, много раз помогавших делом и советом в моей работе.

Я благодарен российским и зарубежным коллегам, с которыми мне в разные годы посчастливилось совместно работать, а также обсуждать отдельные аспекты исследований: И.И.Абрамовичу, Н.Ю.Бочаровой, А.Я.Гольмштоку, А.М.Городницкому, Л.В.Дмитриеву, Е.П.Дубинину, А.С.Егорову, С.В.Захарову, С.С.Иванову, П.Кеневичу (США), Н.В.Короновскому, Д.К.Краснову, Б.А.Лебедеву, Л.И.Лобковс-

---

кому, Д.Макдональду (Великобритания), С.П.Машенкову, С.А.Меркурьеву, А.С.Монину, Л.М.Натапову, И.Нортону (США), Д.М.Печерскому, Ю.М.Пушаровскому, Д.В.Рундквисту, Л.А.Савостину, С.А.Сахаровой, К.Скотизу (США), Р.Скотту (Великобритания), Б.А.Соколову, О.Г.Сорохтину, В.Н.Страхову, А.А.Трунину, С.Туллу (Великобритания), В.И.Устрицкому, С.А.Ушакову, Б.Харланду (Великобритания), Р.Хею (США), А.Н.Храмову, К.Хсю (Швейцария), А.И.Шеменде, Г.Б.Шмелеву.

Благодарю ответственных сотрудников Министерства природных ресурсов РФ (М.Б.Келлера) и Министерства топлива и энергетики РФ (В.З.Гарипова, А.М.Хитрова и С.Н.Жидовинова), без чьей поддержки в последние годы не были бы возможными ни исследования геодинамики осадочных бассейнов, ни написание этой книги.

Финансовую поддержку изданию этой книги оказали Законодательное собрание Санкт-Петербурга (депутат С.М.Миронов), Государственное предприятие “Севморгео” (директор Ю.И.Матвеев), Всероссийский научно-исследовательский институт разведочной геофизики (директор Г.Н.Михайлов) и Государственное предприятие “Геологоразведка” (директор В.А.Рябков).

Я глубоко признателен Виктору Ефимовичу Хаину, все эти годы внимательно и доброжелательно следившему за моей работой, а сейчас взявшему на себя труд научного редактирования этой книги.

# Глава 1

## Геоисторическая информация в геофизических полях

---

---

### **1.1. Цикл Вилсона: схема 1966 года и ее современная трактовка**

В 1966 году канадский геофизик Дж.Т.Вилсон [Wilson, 1966] обосновал предположение о том, что раскрытие современной Северной Атлантики началось в раннем мезозое вдоль шва, по которому прежде закрылся палеозойский океан - Протоатлантический, на современных реконструкциях чаще называемый Япетус. Сам Вилсон в своей классической работе преследовал лишь относительно "скромную" цель - доказательство допангейского дрейфа континентов. Однако быстрое развитие теории тектоники плит привело к тому, что его выводы стали толковаться расширительно.

Уже в 1970 году Берд и Дьюи [Bird & Dewey, 1970] предложили рассматривать геологическую историю Земли как серию сложных, переплетающихся циклов раскрытия и закрытия океанов. Таким образом, частное представление Вилсона о возможности закрытия и следующего за ним раскрытия океана вдоль какого-либо одного пояса трансформировалось в универсальный постулат о цикличности тектонических процессов, идущих в литосфере Земли под воздействием конвективных течений в ее глубоких недрах. Этот постулат, ставший основой современной палеогеодинамики, Дьюи в 1975 году назвал *циклом Вилсона* [Dewey, 1975].

Итак, цикл Вилсона - это представление об эволюции литосферы как о замкнутой цепочке взаимосвязанных и взаимообусловленных геодинамических обстановок, переходящих одна в другую. За 20 с лишним лет со времени формулировки данного постулата мы узнали неизмеримо больше о самих геодинамических обстановках и, как следствие, значительно изменилось наше концептуальное понимание цикличности эволюции литосферы.

Начало цикла Вилсона (рис. 1.1) традиционно совмещается с обстановкой *континентального (материкового) рифтинга*, в процессе которого литосфера растягивается, утоняется и раскалывается на всю мощность. Верхняя мантия под рифтами прогревается и переходит в астеносферное состояние. По трещинам снизу в кору внедряются продукты выплавки из мантийного вещества

- щелочные, а затем толеитовые базальты. Подъем астеносферы приводит к частичному плавлению континентальной коры, чем обуславливается вулканизм кислого и среднего составов. Над рифтами формируются грабены, в которых накапливаются грубо-обломочные осадки.

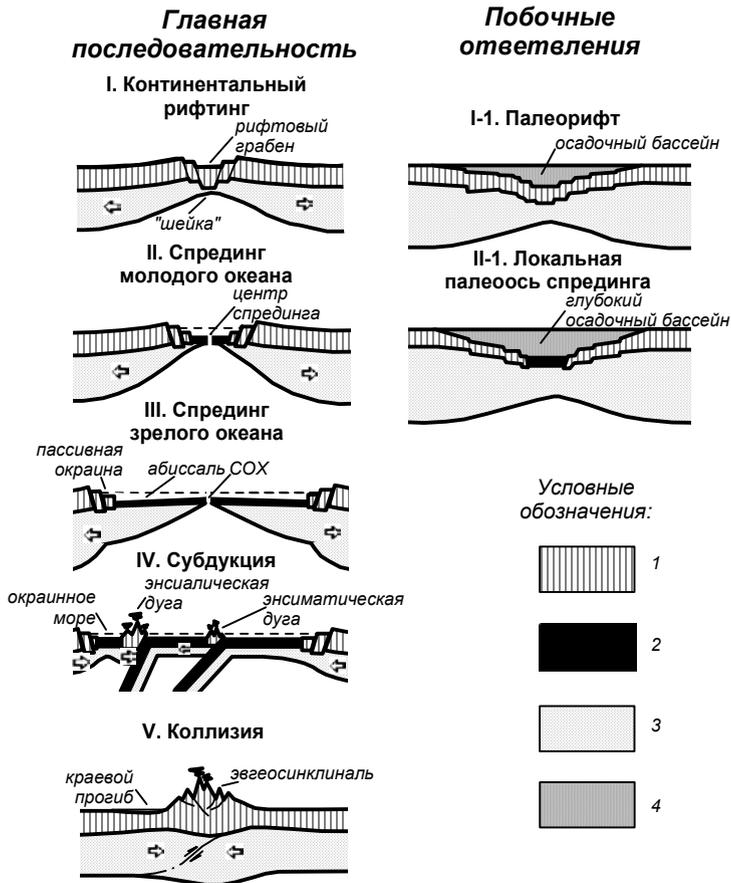


Рис. 1.1. Полный цикл эволюции литосферы (цикл Вилсона).

1 – континентальная кора, 2 – океанская кора,  
 3 – подковровая литосфера, 4 – осадки.

По мере раздвижения краев континентального рифта начинается разрастание (спрединг) молодого океана. Под осевой зоной постепенно расширяющейся межматериковой трещины происходит декомпрессионное плавление мантийного вещества, все новые порции базальтовой магмы поднимаются к поверхности и

формируют океанскую кору. Глубинная (подкорвая) часть океанской литосферы формируется за счет постепенного остывания и кристаллизации астеносферы. Вследствие этого мощность океанской коры остается примерно постоянной, а мощность литосферы, ее плотность и вес увеличиваются с возрастом или, что эквивалентно, с расстоянием от центра спрединга.

Таким образом, обстановки континентального рифтинга и спрединга молодого океана - две последовательные начальные стадии развития дивергентных границ плит. Поэтому определяющим классификационным признаком континентальных рифтов служит характер их связи с более развитыми дивергентными структурами - срединно-океанскими хребтами (СОХ).

На современной Земле наиболее детально изученным и потому классическим примером непосредственного перехода СОХ в континентальный рифт служит Восточно-Африканская рифтовая система [Казьмин, 1987] - наименее развитая ветвь тройного рифтового сочленения, разделяющего Африканскую, Аравийскую и

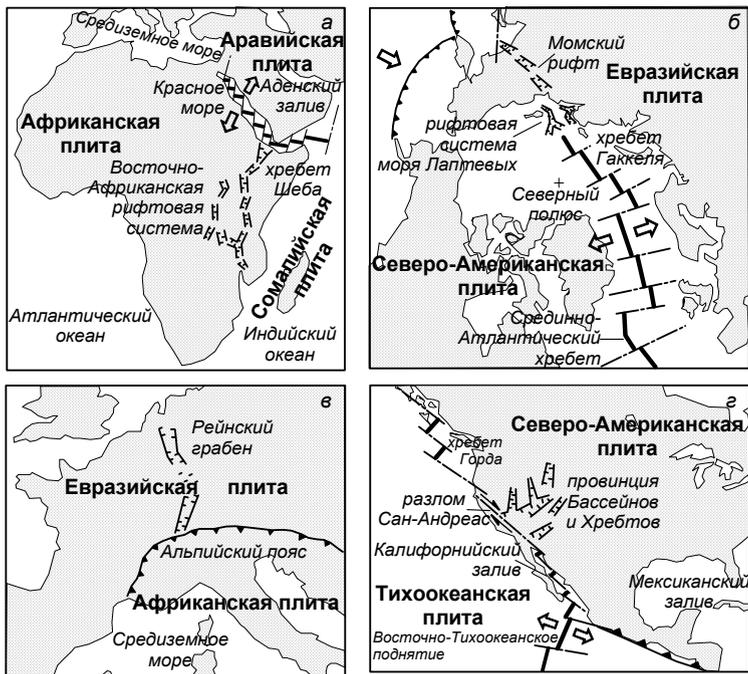


Рис. 1.2. Различный характер сочленения континентальных рифтов со срединно-океанскими хребтами.

а – Восточно-Африканская рифтовая система, б – Лаптевоморская рифтовая система, в – Рейнский грабен, г – рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов.

Сомалийскую литосферные плиты (рис. 1.2, а). Две другие более развитые ветви, рифтовая зона Красного моря и срединный хребет Шеба Аденского залива, соединяются на востоке со срединным хребтом Карлсберг Индийского океана.

Второй пример непосредственного соединения континентального рифта с СОХ - значительно хуже изученный и спорный район материкового продолжения срединного хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана (рис. 1.2, б). Последний имеет торцевое сочленение (по новейшим данным - через Хатангско-Ломоносовский трансформный разлом [Jokat et al., 1995]) с арктической континентальной окраиной Евразии. СОХ Гаккеля переходит в разветвленную рифтовую систему шельфа моря Лаптевых [Грамберг и др., 1990], а затем, уже на суше, в Момский континентальный рифт [Грачев, 1973]. Перечисленные структуры вместе образуют дивергентную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Примером отсутствия прямой связи континентального рифтинга с океанским спредингом служит Рейнский грабен, пересекающий Западную Европу от Альп до Северного моря (рис. 1.2, в). Он возник за счет расклинивающего давления Альпийского форланда на Евразийскую плиту [Ziegler, 1992]. Рейнский грабен - дивергентная структура, обязанная своим происхождением коллизии обстановке в западной части Альпийско-Гималайского пояса сжатия. Это пример регенерации рифтового режима на стадии завершения старого и начала нового цикла Вилсона (см. рис. 1.1).

Наконец, на современной Земле существует обстановка континентального рифтинга, обусловленная довольно экзотической причиной - надвиганием материка на СОХ. Так возникла рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США (рис. 1.2, г). Она расположена на продолжении Калифорнийского залива, в который входит ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. В вершине залива она смещается трансформным разломом Сан-Андреас и еще раз "выныривает" из-под Северо-Американского континента в виде хребта Горда. Рифты провинции Бассейнов и Хребтов расположены восточнее разлома Сан-Андреас, в пределах Северо-Американской литосферной плиты. Хотя они, как и рассмотренные выше Восточно-Африканские рифты, и Лаптевоморская рифтовая система, находятся на продолжении СОХ, здесь континентальный рифтинг не сфокусирован в узкой линейной зоне, а рассредоточен на площади шириной около 700 км.

Предложены две альтернативные *схемы рифтинга* - активная и пассивная [Turcotte & Emerman, 1983]. *Активная схема* (рис. 1.3, а) предполагает в качестве изначальной причины рифтинга динамическое и термическое воздействие астеносферы на подошву литосферы. Непосредственно под рифтом литосфера постепенно прогревается, расширяется и испытывает частичное плавление. На

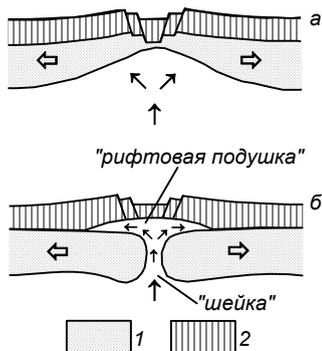


Рис. 1.3. Схемы активного (а) и пассивного (б) рифтинга.

- 1 – подкоровая литосфера,  
2 – континентальная кора.

реализацию активной схемы рифтинга требуется длительное время - по расчетам, проплавление континентальной литосферы до подошвы коры происходит за 50–75 млн лет. В пассивной схеме рифтинга (рис. 1.3, б) ведущая роль отводится растягивающим напряжениям, приложенным к жесткой литосферной плите в любой ее точке, часто удаленной от самой области разрыва. Под действием растяжения на подошве литосферы образуется "шейка", после чего происходит разрыв и образовавшаяся трещина заполняется поднимающимся снизу астеносферным веществом. Последнее, поднявшись до подошвы коры, растекается в стороны и образует так называемую "рифтовую подушку". Пассивная схема рифтинга реализуется гораздо быстрее, чем активная, т.к. в ней не требуется длительной предрифтовой проработки и проплавления подкоровой литосферы.

Очевидно, что схемы активного и пассивного рифтинга альтернативны лишь в формально-физическом смысле. Реальная геодинамика начального раскола континента всегда несет в себе признаки обеих схем рифтинга и, более того, в процессе эволюции одного и того же рифта активное развитие может сменяться пассивным, и наоборот. Это, кстати, хорошо видно на рис. 1.3: после того, как пассивный рифтинг приводит к полному расколу мантийной части континентальной литосферы и образовавшееся за счет декомпрессии (снятия литостатического давления) выплавки астеносферного вещества поднимаются к подошве коры, раскол последней осуществляется уже по активной схеме, т.е. за счет динамического и термического воздействия астеносферной выплавки, скопившейся в "рифтовой подушке", на континентальную кору.

Чередование активной и пассивной схем ярко проявляется и в развитии более зрелых дивергентных структур - рифтовых зон СОХ, особенно медленно-спрединговых, для которых характерна смена тектонических и магматических фаз раскрытия [Macdonald et al., 1991; Gente et al., 1995; Галушкин и Дубинин, 1996]. В связи с пониженным магмабюджетом медленно-спрединговых СОХ, их раскрытие носит пульсирующий характер, а заполнение магматических камер расплавом, отделяющимся от астеносферы, требует относительно длительного интервала времени (до сотен тысяч лет), который и выделяется в качестве тектонической фазы спрединга. Рифтинг тектонической фазы несет в себе все черты пассивной схемы,

поскольку характеризуется пониженной магматической активностью, а раскрытие СОХ обеспечивается лишь растяжением и утонением коры. После того, как в камере под хребтом скопится достаточное количество расплава, последний внедряется по трещинам в кору и изливается на поверхность океанского дна. Этот этап выделяется как магматическая фаза спрединга; она несет в себе все черты активной схемы рифтинга. Чередование тектонических и магматических фаз спрединга (пассивного и активного рифтинга) обуславливает сложную мелкомасштабную сегментацию медленно-спрединговых СОХ и локальную нестабильность их раскрытия, о которой подробно пойдет речь в разделе 1.3.2.

Неоднократно отмечалось, что континентальные рифты, непосредственно связанные с СОХ (например, Восточно-Африканские и провинции Бассейнов и Хребтов), как правило, тяготеют в своем развитии к активной схеме. Напротив, континентальный рифтинг, обусловленный столкновением плит (как в Рейнском грабене), тяготеет к пассивной схеме. Понятно, что такое разделение условно: как уже сказано выше, в действительности развитие любого рифта несет в себе признаки как активной, так и пассивной схем.

По мере расширения океан становится *зрелым*. В его пределах оформляются три главных тектонических провинции: (1) срединно-океанский хребет (СОХ) с расположенной на гребне рифтовой зоной; (2) океанские абиссали, где дно погружено за счет остывания, утолщения и утяжеления литосферы; и (3) пассивные окраины, где океанская литосфера контактирует с континентальной, и где погружение первой усугубляется весом накапливающихся осадков, сносимых со смежных приподнятых краев континентов.

На ранних стадиях эволюции литосферы цикл Вилсона может дать *побочные ответвления* (см. рис. 1.1). Если на стадии континентального рифтинга растяжение литосферы по каким-либо причинам прекращается, то материковый рифт становится *палеорифтом* (или *авлакогеном*, в англоязычной терминологии - *failed rift*). Если растяжение литосферы прекращается уже на стадии спрединга, но еще до того, как океанская впадина стала зрелой, то молодой океан превращается в *локальную палеоось спрединга* [Апლოнов, 1989]. В англоязычной литературе такие структуры получили образное название *aborted ocean* - буквально, "*прервавшийся океан*" [Burke, 1976]. Гораздо раньше В.В.Белоусов [1948], правда, в совершенно ином тектоническом контексте, ввел не вполне точный, но также образный термин "*несостоявшийся океан*", который в основном и будет использоваться в данной книге.

Именно над палеорифтами и локальными палеоосями спрединга впоследствии развиваются глубокие и обширные осадочные бассейны, поскольку литосфера этих структур, возникающих на побочных ответвлениях цикла Вилсона, изначально

утяжелена базитовым материалом, а потому способна к длительному, устойчивому погружению.

Очевидно, что на современной Земле континентальные рифты - гораздо менее распространенные структуры, чем СОХ. В геологической истории, по всей вероятности, были периоды гораздо более интенсивного континентального рифтинга, чем современный (эпохи, предшествующие распаду суперконтинентов). Однако при палеогеодинамических реконструкциях следует учитывать, что следы побочных ответвлений цикла Вилсона (палеорифты и локальные палеооси спрединга) имеют больше шансов, чем СОХ, сохраниться в геологической летописи.

На рис. 1.4 показаны континентальные рифты, связанные с раскрытием Атлантического океана. Их заложение происходило с карбона по триас, т.е. намного опережало спрединг Атлантики, начавшийся только в юре. Большинство рифтов отмерло на континентальной стадии, превратившись в палеорифты; некоторые (например, Мексиканский залив, море Лабрадор, Бискайский залив)



Рис. 1.4. Континентальные рифты по обрамлению Атлантики.

дошли в своем развитии до стадии молодого океана и позднее превратились в локальные палеооси спрединга. Так или иначе, общая длина недоразвитых рифтов, предшествовавших спредингу Атлантики, значительно превосходит длину ее современной пассивной окраины - прежней линии раскола континента.

Как правило, формирование палеорифтов и "несостоявшихся океанов" тесно взаимосвязано с крупномасштабными *перескоками*

(англ. *jumping*) дивергентных границ плит, при которых еще континентальный рифтинг или уже океанский спрединг вдоль одной оси по каким-либо причинам прекращается (здесь и остаются палеорифты и локальные палеооси спрединга), а затем начинается вдоль другой оси, удаленной от прежней на сотни километров [Wood, 1983].

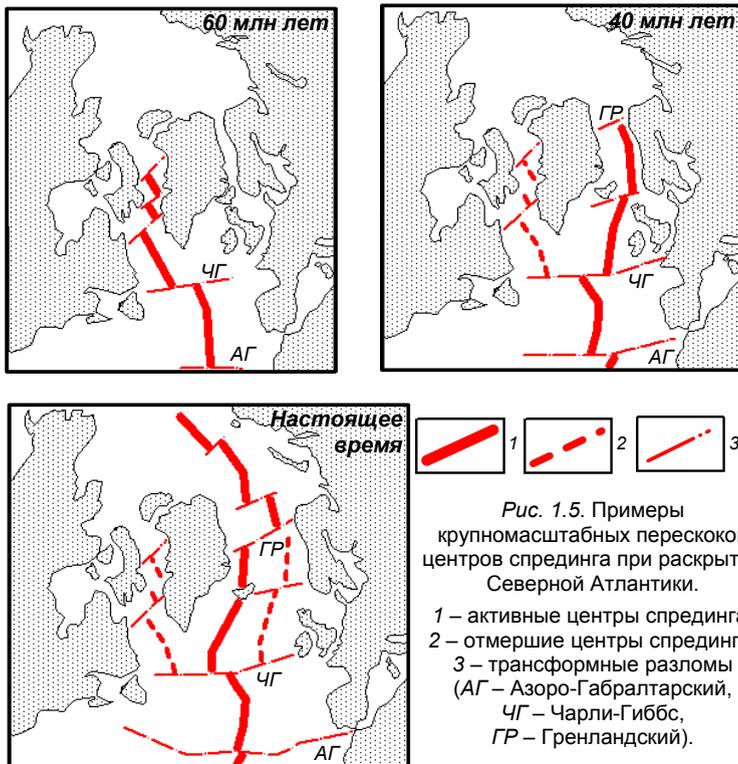
Классическим примером в этом отношении служит раскрытие северной части Атлантического океана. Предполагается, что начальные расколы этой части Лавразии наметились еще в пермитриасе и прошли по европейской стороне - примерно по линии Бискайского залива, впадин Рокколл, Поркьюлайн и Норвежской континентальной окраины [Arche & Lopez-Gomez, 1996; Bull & Masson, 1996]. Большая часть этих начальных расколов отмерла на континентальной стадии и превратилась в палеорифты, однако в основании впадины Рокколл предполагается развитие океанской коры [O'Reilly et al., 1996], т.е. эта структура может быть классифицирована как "несостоявшийся океан".

В конце мела - начале палеогена, 70 – 60 млн лет назад, спрединг начался в морях Лабрадор и Баффина, между Гренландией и Канадским щитом (рис. 1.5). Таким образом, дивергентная граница Евразийской и Северо-Американской плит проходила в то время совсем не там, где сейчас, а Гренландия на ранней стадии раскрытия Атлантики входила в состав не Северо-Американской (как сейчас), а Евразийской плиты.

В эоцене, примерно 50 – 40 млн лет назад, произошел восточный перескок СОХ. Какое-то время функционировали и старый, и новый СОХ, а Гренландия, таким образом, представляла собой отдельную литосферную плиту. Но к 40 млн лет старый СОХ в морях Лабрадор и Баффина отмер (здесь цикл Вилсона дал побочное ответвление и привел к формированию локальной палеооси спрединга), а Гренландия вошла в состав Северо-Американской литосферной плиты. Однако и новообразованный СОХ между трансформными разломами Чарли-Гиббс и Гренландским располагался 40 млн лет назад не на том месте, где сейчас - он был приближен к берегам Европы.

Лишь в миоцене, примерно 20 млн лет назад, произошел обратный, западный перескок СОХ Северной Атлантики. Раскрытие пошло по современной траектории, соответствующей хребту Рейкьянес и Исландии, а к востоку от действующего СОХ, между разломами Чарли-Гиббс и Гренландским, сохранилась локальная палеоось спрединга Норвежского моря [Talwani & Eldholm, 1977].

Если океан достиг зрелости (см. рис. 1.1), то его дальнейшее развитие становится необратимым. Наступает переломный момент эволюционного цикла литосферы: в зрелом океане сосуществуют две диаметрально противоположные геодинамические обстановки. В рифтовой зоне СОХ продолжается спрединг, а на периферии океана



начинается *субдукция* - погружение океанской литосферы в мантию, ее переплавление, дифференциация и, как следствие, рождение континентальной коры.

Неизбежность субдукции обусловлена в первую очередь собственными физико-механическими свойствами океанской литосферы: по мере старения она увеличивает свои мощность, плотность и вес, в результате чего постепенно теряет упругость и становится способной к самопроизвольному погружению в мантию на переработку. В этих условиях вес субдуцирующей плиты становится одной из движущих сил тектоники плит (slab-pull) [Forsyth & Uyeda, 1975], способствующей закрытию зрелого океана.

Таким образом, сам механизм формирования океанской литосферы определяет “переломную точку” цикла Вилсона. Существует некий предельный возраст океанской литосферы [Аглонов, 1987], достигнув которого она становится способной к самопроизвольной субдукции. Рассмотрим этот процесс подробнее.

Очевидно, что по мере “старения” океанская литосфера проходит два важных геодинамических рубежа (рис. 1.6).

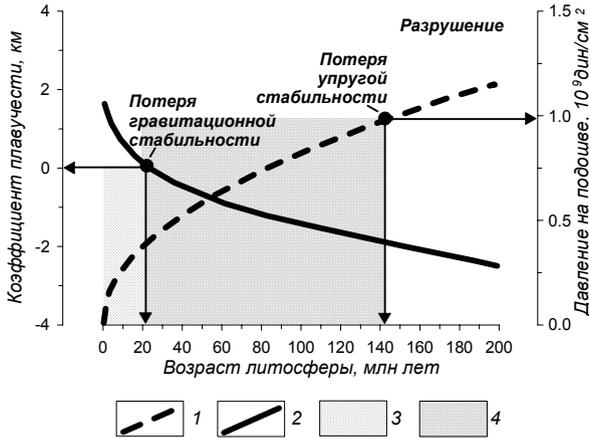


Рис. 1.6. Изменение плавучести и давления на подошве океанской литосферы с увеличением ее возраста.

1 – давление, 2 – плавучесть, 3 – интервал гравитационной стабильности, 4 – интервал упругой стабильности.

Достигнув возраста 20 – 25 млн лет, океанская литосфера теряет гравитационную стабильность - ее плавучесть становится отрицательной за счет кристаллизации все более глубоких частей астеносферы. Лерцолит верхней мантии в кристаллическом (литосферном) состоянии имеет плотность около 3,3 г/см<sup>3</sup>, а в частично расплавленном (астеносферном) состоянии - около 3,2 г/см<sup>3</sup>. Легкий “поплавок” в виде базальтовой океанской коры (средняя мощность 5 – 7 км и плотность 2,9 г/см<sup>3</sup>) уже не способен удерживать литосферу “на плаву”, и она, таким образом, теряет архимедово равновесие.

После потери гравитационной стабильности (1-й рубеж) океанская литосфера еще удерживается на поверхности Земли за счет своей упругости. Однако такое состояние не может продолжаться бесконечно - с течением времени увеличиваются мощность, средняя плотность и вес литосферы. На ее подошве развивается *избыточное давление*  $\Delta p$ , пропорциональное возрасту океанской литосферы:

$$\Delta p = \Delta \rho g H_L(t) \tag{1.1},$$

где  $\Delta \rho$  - разность плотностей литосферы и астеносферы, равная 0,1 г/см<sup>3</sup>;  $g$  - сила тяжести, а  $H_L(t)$  - мощность литосферы, определяемая формулой [Океанология, 1979]

$$H_L(t) = H_0 + 8,5\Delta t \quad (1.2),$$

где  $H_L(t)$  и  $H_0$  (мощность литосферы с “нулевым” возрастом, т.е. мощность океанской коры в рифтовой зоне) выражены в км, а  $t$  - в млн лет.

В литосфере с возрастом 140 – 150 млн лет это избыточное давление превысит предел ее *прочности на сдвиг и скальвание* (примерно равный  $10^9$  дин/см<sup>2</sup>). После этого литосфера теряет упругую стабильность (проходит 2-й рубеж) и становится способной к самопроизвольному погружению в мантию. Таким образом, возраст 150 млн лет можно считать предельным возрастом океанской литосферы. Нигде в современном Мировом океане не сохранилось литосферы с возрастом, существенно превышающим предельный, - вся более древняя литосфера уже субдуцировала в мантию (на сегодня самая древняя океанская кора с возрастом 162 млн лет установлена в Восточно-Марианской котловине Тихого океана [Непрочнов и др., 1997]).

Правда, в самые последние годы на Канарских островах были обнаружены тоарские офиолиты с возрастом 180 млн лет, рассматриваемые как реликты древнейшей коры Атлантики. Но это открытие лишний раз подтверждает обоснованное выше заключение о существовании предельного возраста океанской литосферы. Офиолиты есть свидетельства обдукции - надвигания относительно небольших фрагментов океанской коры на островные дуги или пассивные окраины, а обдукция является кратковременным эпизодом на фоне субдукции. Следовательно, формированию древнего офиолитового комплекса Канарских островов предшествовало какое-то (возможно, незначительное по масштабам) закрытие фрагмента Центральной Атлантики.

Неизбежное следствие субдукции (во всяком случае, с того момента, как ее скорость в конкретном океане превысит скорость спрединга) - сокращение площади океана и постепенное сближение краев континентов, которые этот океан разобцал. В пространство между сходящимися материками попадают все те разнородные и разновозрастные структуры, генезис которых был так или иначе связан с разными этапами эволюции океана. Это микроконтиненты - блоки, отколотые от краев материков еще на стадии континентального рифтинга и отодвинутые от них на большие расстояния спредингом; островные дуги - “зародыши” континентальной коры, возникшие над зонами субдукции; бывшие океанские плато и асейсмичные хребты, и т.д. и т.п.

Иногда завершающая стадия цикла Вилсона подразделяется на два этапа: (1) сближение разнородных тектонических элементов в области закрытия океана и схождения краев континентов (этап *аккреции*) и, (2) следующая за аккрецией обстановка их сжатия, столкновения и скучивания - собственно *коллизия* (см. рис. 1.1).

В обстановке аккреции (до ее перехода в коллизию) цикл Вилсона дает еще одно побочное ответвление. Небольшие участки древней океанской литосферы, принадлежавшей самому океану или его окраинным морям, сохранившиеся в зазорах между сталкивающимися континентами, могут превратиться в *остаточные океанские бассейны* [Аплонов и Устрицкий, 1991]. В англоязычной терминологии такие структуры получили название *relict (remnant) basins* [Aplonov et al., 1992], или *trapped oceans* [Caroll et al., 1990]. К современным аналогам таких структур относятся, в частности, реликты мезозойской литосферы Тетиса в глубоководных впадинах Восточного Средиземноморья, Черного моря и Южного Каспия [Зоненшайн и др., 1987]. Впоследствии (или, как видно на примере упомянутых структур Тетиса, одновременно с захватом в “ловушку” между сталкивающимися краями континентов) над остаточными океанскими бассейнами, как над палеорифтами и локальными палеоосями спрединга, развиваются обширные и глубокие осадочные бассейны.

Четкого рубежа между аккрецией и коллизией не существует: обе геодинамические обстановки проявляются в любом поясе сжатия. Геометрические очертания и реологические свойства краев сходящихся материков всегда неоднородны; поэтому когда в одном месте пояса сжатия еще только заканчивается субдукция и начинают соединяться края континентов, в другом месте уже идет их столкновение и напоздание друг на друга. В результате, как хорошо известно, возраст становления любого складчатого пояса (современной или древней зоны коллизии) никогда не бывает абсолютно синхронным - в одних местах складчатость фиксируется несколько раньше, в других - позже.

Классическим примером современной аккреционно-коллизионной зоны служит Альпийско-Гималайский складчатый пояс, сформировавшийся на месте мезозойско - кайнозойского океана Тетис [Зоненшайн и др., 1987], литосфера которого к настоящему времени почти полностью субдуцировала под Евразийский континент. Центральная и восточная части складчатого пояса, где южной окраине Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии, развиваются в режиме коллизии; а в западной (Средиземноморской) части наряду с уже начавшейся коллизией еще продолжается аккреция.

Очевидное отличие зон аккреции и коллизии от всех других типов межплитовых границ состоит в том, что они не представляют собой узкие линейные зоны (как, например, зоны континентального рифтинга, спрединга или субдукции), а имеют ширину сотни-тысячи километров. Внутри коллизионных поясов края плит подвергаются торшению и разбиваются на большое число *микролит*, верхнекоровые части которых часто оказываются “сорванными” со своего литосферного основания. В результате в зонах коллизии

действует механизм *двухъярусной тектоники плит* [Лобковский, 1988], при котором литосферная мантия и кора движутся и взаимодействуют до известной степени автономно. Для литосферы в целом, как и в прочих геодинамических обстановках, основной границей скольжения является поверхность астеносферы. Вместе с тем в условиях коллизионного сжатия начинает действовать дополнительный *верхний астенослой* - пластичная нижняя кора, по которому могут автономно перемещаться микроплиты хрупкой верхней коры.

Хотя зоны аккреции и коллизии развиваются в условиях сжатия, микроплиты в пределах коллизионных поясов могут испытывать сложные дифференцированные движения, нередко сдвиговые (трансформные) или даже раздвиговые (дивергентные). При определенных условиях (когда выступ одного континента действует на другой как таран) коллизия может вызвать раскол краев сталкивающихся континентов. Это приводит к регенерации рифтового режима, замыканию старого и началу нового цикла Вилсона. В такой геодинамической обстановке, как уже сказано выше, развивается Рейнский грабен (см. рис. 1.2, в).

Такова идеализированная схема эволюции литосферы, предложенная более 20 лет назад и известная с тех пор как цикл Вилсона. Схема доказала свою жизнеспособность и не утратила актуальности до сегодняшнего дня. Вместе с тем, как понятно из сказанного выше, накопленные к настоящему времени данные позволяют дополнить ее частные положения и расширить концептуальную основу.

Во-первых, в любой отдельно взятый интервал геологической истории на Земле сосуществуют несколько циклов Вилсона, и, соответственно, наблюдаются разные их стадии. Сегодня мы изучаем различные геодинамические обстановки на современной Земле, т.е. *в одно время, но в разных местах*. При анализе эволюции литосферы мы ищем следы сформировавшей ее последовательной смены геодинамических обстановок, т.е. *заменяем пространство временем*. В этом состоит современная трактовка принципа актуализма.

Во-вторых, становится ясным, что литосфера конкретных регионов отнюдь не всегда и не обязательно полностью проходит в своем развитии весь цикл Вилсона. Чрезвычайно распространены (гораздо в большей степени, чем предполагалось ранее) побочные ответвления цикла Вилсона, на которых формируются палеорифты (авлакогены) и локальные палеооси спрединга ("несостоявшиеся океаны"). Если первые были хорошо известны и 20 лет назад, то широкое развитие последних, позволившее выделить их в отдельный класс тектонических структур, установлено лишь сравнительно недавно.

В-третьих, циклы Вилсона реализуются в разных масштабах и взаимно переплетаются как в пространстве, так и во времени. Например, субдукция литосферы зрелого океана при определенных

условиях вызывает задуговой рифтинг и спрединг, коллизия - внутриматериковый рифтинг, т.е. глобальные и региональные геодинамические обстановки обуславливают диаметрально противоположные локальные тектонические процессы. Последние при этом часто реализуются уже не на литосферном, а на коровом уровне (двухъярусная тектоника плит).

В-четвертых, наконец, трактовка Вилсона и его прямых последователей Дьюи и Берда предусматривала цикличность в столкновении и последующем раздвижении окраин одних и тех же континентов. Время показало, что такие примеры как раз довольно экзотичны и ограничиваются, пожалуй, одной Северной Атлантикой. Напротив, гораздо чаще на завершающих стадиях цикла Вилсона происходит коллизия совсем не обязательно тех же континентов, которые были расколоты на начальных стадиях цикла. Таким образом, начальные стадии цикла Вилсона могут относиться к одним материкам, а завершающие - к другим; цикл начинается в одном месте, а заканчивается в другом.

## 1.2. Начальный раскол континентов

В последние годы удалось понять некоторые важные закономерности начального раскола континентов и эволюции молодых океанов. Поскольку именно эти геодинамические обстановки инициируют зарождение и эволюцию глубоких осадочных бассейнов, рассмотрим подробнее процессы начального раскола континентов.

Постепенная смена континентального рифтинга океанским спредингом реализуется как в геологическом времени, так и в современном пространстве. Наиболее ярко она выражена в случаях непосредственного перехода COX в континентальные рифты (см. рис. 1.2, а). Этот процесс называется *продвижение* (от английского *propagation*). В отечественной литературе последнего времени все чаще встречается термин *пропагейтинг*, от которого я счел правильным отказаться, как от звучащего слишком не по-русски. Соответственно, рифты, постепенно переходящие из океанских в континентальные, называются *продвигающимися рифтами* [Courtillet & Vink, 1983; Аплонов, 1990, 1992].

На рис. 1.7 показан классический пример эволюции продвигающегося рифта - Аденского залива и Красного моря [Girdler, 1984; Castaing et al., 1996; Fantozzi, 1996]. 40 млн лет назад дивергентная граница между Африканской и Аравийской плитами только начала оформляться в виде континентального рифта на месте будущего Аденского залива. Этот рифт, как и сейчас, соединялся с хребтом Карлсберг в Индийском океане (см. рис. 1.2, а). 30 млн лет назад в восточной части Аденского залива начался спрединг, а 20 млн лет назад по всему Аденскому заливу уже проходила полоса молодой океанской коры (разумеется, более узкая, чем сейчас). 10 млн лет

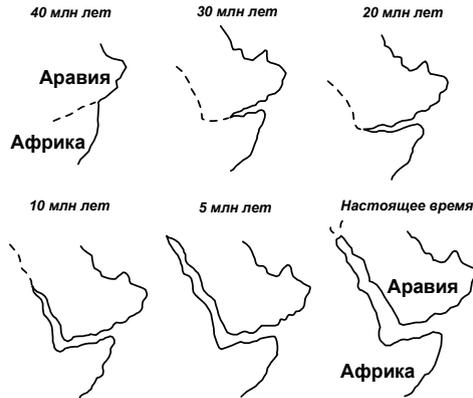


Рис. 1.7. Раскол Африки и Аравии продвигающимся рифтом.

назад спрединг начался в Красном море, а в настоящее время вершина продвигающегося рифта достигла Суэцкого залива. Здесь, в северной части Красного моря, раскол континентальной литосферы еще продолжается [Taylor et al., 1994].

На рис. 1.8 показана принципиальная схема эволюции продвигающегося рифта. Траектория будущей дивергентной границы плит определяется как глобальными факторами (направлением конвективных течений в астеносфере), так и прочностью континентальной литосферы, подвергающейся расколу. Реологическая неоднородность континентальной литосферы приводит к тому, что она раскалывается не одновременно по всей длине будущей межплитовой границы, а в одних (ослабленных) областях раньше, а в других (более жестких) - позже.

Тектоническая природа ослабленных областей континентальной литосферы может быть различной. Это могут быть области непрочного предшествующего сочленения материковых блоков; или, наоборот, области, наиболее интенсивно проплавленные плюмами на дорифтовой стадии (в случае развития рифта по активной схеме, см. рис. 1.3).

В результате, когда на ослабленных участках межплитовой границы континентальная литосфера уже полностью раскалывается и в образовавшейся трещине начинается спрединг океанской коры, на жестких участках процесс еще ограничивается континентальным рифтингом. Область спрединга не только расширяется, но и продвигается вдоль дивергентной границы плит. Это продвижение, как и показано на рис. 1.7 и 1.8, чаще всего бывает односторонним: океанский центр спрединга вторгается в пределы континента, "вспарывая" на своем пути его литосферу, и оставляет в тылу расширяющуюся и удлиняющуюся трещину, залеченную океанской литосферой. При этом трещина приспособляется к реологической

неоднородности континента; она следует по ослабленным участкам и стремится обойти жесткие участки континентальной литосферы.

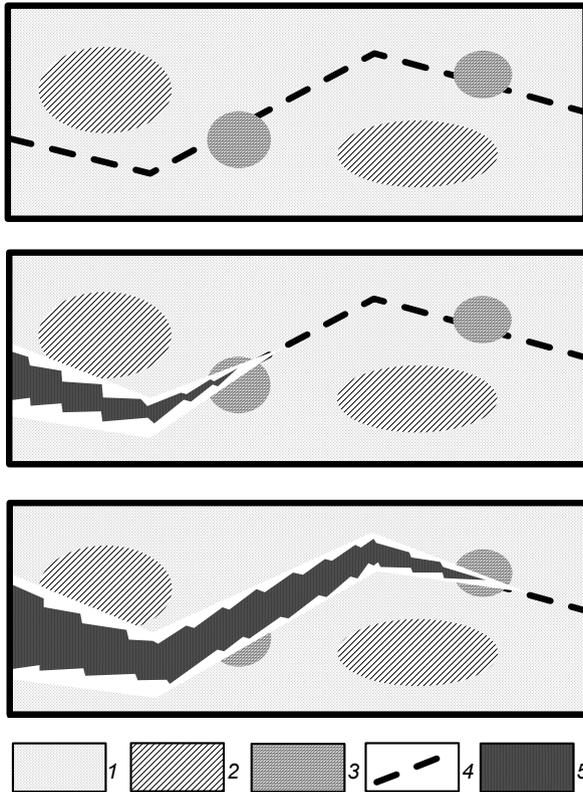


Рис. 1.8. Принципиальная схема эволюции продвигающегося рифта.

1 – континентальная литосфера, 2 – жесткая область, 3 – ослабленная область, 4 – траектория раскола, 5 – океанская литосфера.

Поскольку продвижение, по-видимому, является характерным и общим свойством начальных расколов континентов, естественно возникает вопрос о возможной связи между ортогональными составляющими дивергентных движений - спредингом и продвижением. Постараемся выявить эту связь на примере уже рассмотренных выше областей непосредственного перехода СОХ в континентальные рифты: Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и Аденского залива - Красного моря (см. рис. 1.2, а, б).

Очевидный способ выявления взаимосвязи между спредингом и продвижением - сопоставление их скоростей. Но сразу же встает вопрос об индикаторах этих параметров.

Со скоростью спрединга дело обстоит сравнительно просто - она оценивается традиционным путем вычисления расстояний между парными идентифицированными линейными магнитными аномалиями, а затем линейные скорости спрединга пересчитываются в угловые относительно полюсов раскрытия, вычисленных для соответствующих коротких ("мгновенных") временных интервалов.

Гораздо сложнее оценить скорость продвижения. В принципе, существуют по крайней мере два способа такой оценки.

Первый способ предложен В.Куртийо и Г.Винком [Courtilot & Vink, 1983]. Он состоит в определении расстояний между точками последовательного выклинивания наиболее древних магнитных изохрон, "утыкающихся" под острым углом в континентальные края океанского бассейна, разрастающегося по схеме продвигающегося рифта. Естественное ограничение на применение этого способа накладывает тот факт, что как-раз краевые области океана оказываются наименее детально изученными, что часто не позволяет сколько-нибудь точно определить положения зон выклинивания магнитных изохрон.

Второй способ состоит в определении серий "мгновенных" (дифференциальных) полюсов раскрытия океанского бассейна, а затем в определении смещений полюсов за фиксированные временные интервалы (например, между надежно идентифицированными линейными магнитными аномалиями). Подобный способ применялся А.М.Карасиком [Карасик и др., 1984] при изучении кинематики раскрытия Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Результаты расчета параметров раскрытия Евразийского бассейна и Аденского залива - Красного моря представлены в табл. 1 и 2. Отметим, что продолжительность эволюции рассматриваемых двух начальных расколов континента различается почти точно вдвое: Евразийский бассейн начал раскрываться в позднем палеоцене (около 60 млн. лет назад), а продвижение в Аденском заливе с формированием океанской коры (см. рис.1.7) началось в олигоцене (около 30 млн лет назад).

На рис. 1.9 показаны кривые миграции "мгновенных" (дифференциальных) полюсов раскрытия соответствующих бассейнов.

Первый хорошо заметный качественный признак продвижения - "убегание" дифференциальных полюсов раскрытия от вершин продвигающихся рифтов.

В Евразийском бассейне (рис. 1.9, а) смещение полюсов юго-восточное. Обособление двух кривых миграции объясняется перестройкой кинематики спрединга в позднем эоцене (около 36 млн лет назад). До этого хребет Гаккеля соединялся с осями спрединга в морях Лабрадор и Баффина (см. рис. 1.5), позднее - с

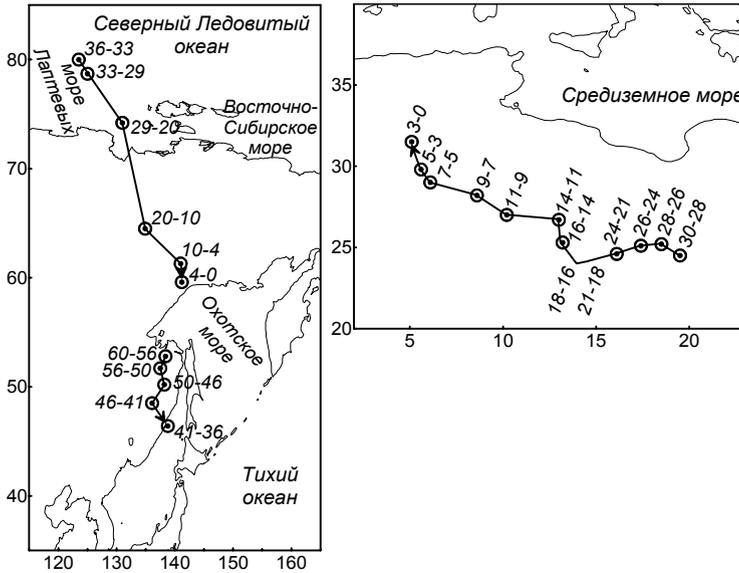


Рис. 1.9. Миграция полюсов раскрытия для Евразийского бассейна (а) и Аденского залива-Красного моря (б).

современной системой COX Северной Атлантики. Конечный полюс для интервала 4 – 0 млн лет, имеющий координаты 59,6° с.ш и 141,2° в.д., близок к полюсу вращения Северо-Американской и Евразийской плит, вычисленному Л.П.Зоненшайном и Л.А.Савостиным - 61,9° с.ш. и 143,1° в.д. [Зоненшайн и Савостин, 1979].

В Аденском заливе - Красном море (рис. 1.9, б) смещение полюсов северо-западное, кривая миграции едина. Предполагаемый перескок оси раскрытия в Аденском заливе около 5 – 7 млн. лет назад [Girdler & Styles, 1978] отражается заметным изменением направления миграции полюсов с северо-западного на меридиональное. Конечный полюс для интервала 3 – 0 млн лет (31,5° с.ш, 5,1° в.д.) близок к полюсу вращения Африканской и Аравийской плит - 30,1° с.ш и 9,5° в.д. [Minster & Jordan, 1978].

На рис. 1.10 показаны изменения во времени параметров раскрытия двух рассматриваемых бассейнов. В обоих случаях диаграммы скоростей спрединга и продвижения противоположны по фазам.

В Евразийском бассейне (рис. 1.10, а) минимальные скорости спрединга - менее 0,2 град/млн лет - отмечаются в интервалах 50 – 35 и 20 – 10 млн лет. На эти же интервалы приходятся максимальные (соответственно, до 0,6 и 1,0 град/млн лет) скорости продвижения.

Таблица 1. Параметры раскрытия Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Время, млн лет	Номера магнитных аномалий	Координаты "мгновенного" полюса раскрытия		Угловая скорость раскрытия, град/млн лет	Смещение полюса раскрытия по дуге большого круга, градусы	Скорость продвижения, град/млн лет
60 – 56	(?) – 24	52,8	138,4	0,37	×	×
56 – 50	24 – 21	51,7	137,5	0,26	1,23	0,20
50 – 46	21 – 20	50,2	138,2	0,18	1,56	0,39
46 – 41	20 – 17	48,5	136,1	0,16	2,18	0,44
41 – 36	17 – 13	46,4	138,8	0,12	2,78	0,56
перестройка кинематики раскрытия						
36 – 33	13 – 12	80,0	123,5	0,25	×	×
33 – 29	12 – 9	78,7	125,0	0,44	1,36	0,34
29 – 20	9 – 6	74,2	131,0	0,33	4,75	0,53
20 – 10	6 – 5	64,5	134,9	0,10	9,77	0,98
10 – 4	5 – 3	61,3	141,0	0,15	4,21	0,71
4 – 0	3 – 1	59,6	141,2	0,22	1,72	0,43

Таблица 2. Параметры раскрытия Аденского залива - Красного моря.

Время, млн лет	Номера магнитных аномалий	Координаты "мгновенного" полюса раскрытия		Угловая скорость раскрытия, град/млн лет	Смещение полюса раскрытия по дуге большого круга, градусы	Скорость продвижения, град/млн лет
30 – 28	10 – 9	24,5	19,5	0,18	×	×
28 – 26	9 – 7A	25,2	18,5	0,21	1,23	0,61
26 – 24	7A – 6C	25,1	17,4	0,33	1,10	0,55
24 – 21	6C – 6A	24,6	16,1	0,16	1,18	0,39
21 – 18	6A – 5E	24,1	14,5	0,21	1,45	0,48
18 – 16	5E – 5C	24,0	14,0	0,17	0,33	0,16
16 – 14	5C – 5B	25,3	13,2	0,13	1,57	0,78
14 – 11	5B – 5A	26,7	13,0	0,05	1,36	0,45
11 – 9	5A – 5	27,0	10,2	0,03	2,58	1,29
9 – 7	5 – 4	28,2	8,6	0,02	1,93	0,96
7 – 5	4 – 3A	29,0	6,1	0,02	2,30	1,65
5 – 3	3A – 2A	29,8	5,6	0,17	1,03	0,51
3 – 0	2A – 1	31,5	5,1	0,11	1,68	0,56

В Аденском заливе - Красном море (рис. 1.10, б) относительно высоким (до 0,35 град/млн лет) скоростям спрединга на начальном

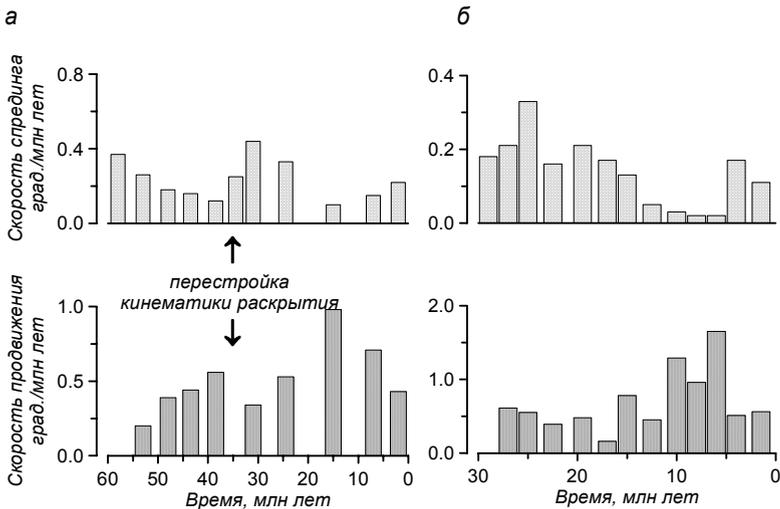


Рис. 1.10. Параметры спрединга и продвижения для Евразийского бассейна (а) и Аденского залива-Красного моря (б).

этапе раскрытия соответствуют низкие (около 0,5 град/млн лет) скорости продвижения, а общему уменьшению скорости спрединга в интервале 15 – 5 млн лет (до 0,03 – 0,05 град/млн лет), наоборот, отвечают максимально высокие (до 1,6 – 1,7 град/млн лет) скорости продвижения.

Полученные результаты, как нам представляется, выявляют общую тенденцию начального раскола континентов - *неоднократное перераспределение энергии между ортогональными компонентами рифтинга, поперечным расширением (спредингом) и продвижением*. В те периоды, когда по каким-либо причинам замедляется спрединг (например, рифт встречает на своем пути участок литосферы повышенной жесткости, как показано на рис. 1.8), возрастает скорость продвижения, и наоборот.

Теперь перейдем к анализу того же процесса начального раскола континента, но в геологическом прошлом. Рассмотрим эволюцию отмершего центра спрединга в морях Лабрадор и Баффина (см. рис. 1.5), активного в палеоцене - эоцене (60 – 36 млн лет назад). Эволюция этого малого океанского бассейна, некогда разделявшего Северо-Американскую и Гренландскую плиту, как уже говорилось выше, пошла по пути побочного ответвления цикла Вилсона – молодой океан превратился в локальную палеоось спрединга. Палеоокеанская кора в центральных частях морей Лабрадор и Баффина маркирована линейными магнитными аномалиями от 24-ой до 13-ой [Kristoffersen & Talwani, 1977]. В последние годы появились новые, весьма надежные датировки спрединга в море Лабрадор [Chian &

Louden, 1994], что позволяет рассчитать скорости спрединга и определить дифференциальные полюса раскрытия бассейна.

Параметры раскрытия морей Лабрадор и Баффина приведены в табл. 3. На рис. 1.11 показаны кривая миграции дифференциальных полюсов раскрытия бассейна и изменение скоростей спрединга и продвижения во времени.

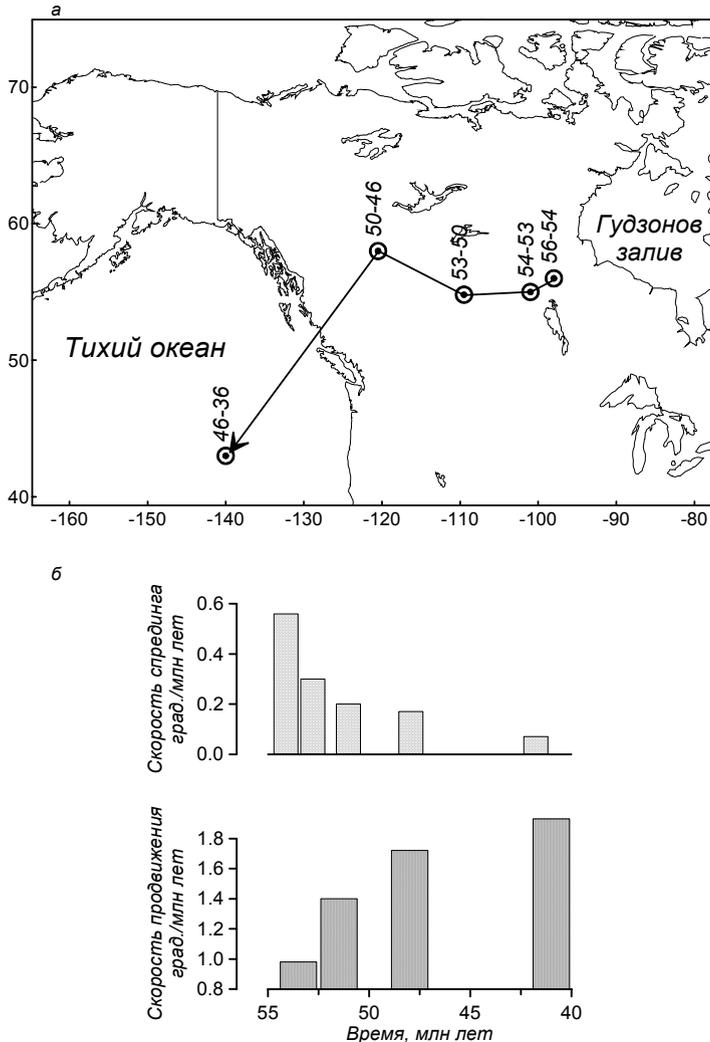


Рис. 1.11. Миграция полюсов раскрытия (а) и изменение скоростей спрединга и продвижения (б) для морей Лабрадор и Баффина.

Смещение полюсов раскрытия морей Лабрадор и Баффина было неодинаковым на начальном и завершающем этапах раскрытия. В интервале 56 – 46 млн лет отмечается широтное и северо-западное смещение, а в интервале 46 – 36 млн лет - юго-западное. В процессе раскрытия скорость спрединга монотонно снижалась, а продвижения, наоборот, возрастала.

Мы убеждаемся, таким образом, что выявленная тенденция перераспределения энергии между спредингом и продвижением универсальна для современных и древних начальных расколов континентов.

Таблица 3. Параметры раскрытия морей Лабрадор и Баффина.

Время, млн лет	Номера магнитных аномалий	Координаты "мгновенного" полюса раскрытия		Угловая скорость раскрытия, град/млн лет	Смещение полюса раскрытия по дуге большого круга, град	Скорость продвижения, град/млн лет
56 – 54	24 – 23	56,0	98,0	0,56	×	×
54 – 53	23 – 22	55,0	101,0	0,30	1,97	0,98
53 – 50	22 – 21	54,8	109,5	0,20	4,89	1,41
50 – 46	21 – 20	58,0	120,5	0,17	6,89	1,72
46 – 36	20 – 13	43,0	140,0	0,07	19,32	1,93

Для того, чтобы понять энергетику продвигающихся рифтов, рассмотрим простейшую систему, имитирующую их эволюцию на плоской Земле (рис. 1.12). Представим раскрывающуюся относительно полюса  $O$  трещину, в которой идет спрединг. Одновременно вершина трещины продвигается в направлении, ортогональном спредингу, таким образом, что за время  $dt$  полюс ее раскрытия перемещается из точки  $O$  в точку  $O'$ , а длина увеличивается на величину  $dL$ .

Диссипация энергии в продвигающемся рифте идет двумя основными путями.

Первый путь - это кондуктивный и конвективный вынос тепла в пространство за счет спрединга океанского дна в рифтовой трещине. Скорость диссипации тепловой энергии  $d_1$  можно считать пропорциональной скорости приращения площади океанской литосферы  $dS$  в элементарном секторе с вершиной в полюсе раскрытия  $O$ :

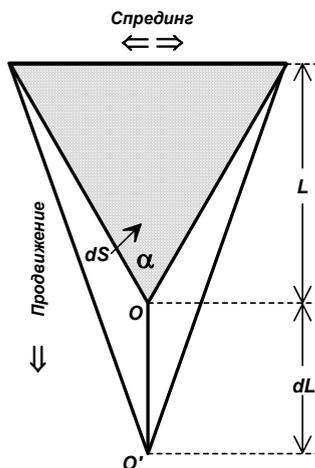


Рис. 1.12. Схема эволюции продвигающегося рифта на плоской Земле.

$$d\varepsilon_1/dt = k_1(dS/dt) = k_1 d/dt(0,5L^2\alpha) = 0,5 k_1 L^2 (d\alpha/dt) = 0,5 k_1 L^2 \omega \quad (1.3)$$

где  $\alpha$  - угол при вершине продвигающегося рифта, а  $\omega$  - угловая скорость его раскрытия.

Второй путь диссипации энергии - это ее затраты на образование новых участков рифта. Затраты определяются свободной энергией стенок рифтовой трещины  $d_2$  и, в предположении гомогенности литосферы, пропорциональны приращению длины рифта  $dL$ :

$$d_2/dt = 2k_2(dL/dt) = 2k_2V \quad (1.4),$$

где  $V$  - скорость продвижения рифта.

Таким образом, суммарная скорость диссипации энергии  $d$  в продвигающемся рифте может быть оценена как:

$$d/dt = 0,5k_1L^2 + 2k_2V \quad (1.5)$$

Уравнение (1.5) может рассматриваться как своего рода закон сохранения энергии для процесса эволюции продвигающегося рифта. Действительно, если левая часть уравнения - скорость подвода энергии к системе - может в первом приближении считаться постоянной, то оказывается, что спрединг и продвижение конкурируют в энергетическом смысле: усиление одного из них должно вызывать ослабление другого.

Если принять такое объяснение, то окажется, что неоднократно обсуждавшиеся [Милановский, 1983, 1995] пульсации активности рифтов, по крайней мере отчасти - кажущееся явление. Отдельные пульсации скорости спрединга, как было показано, компенсируются обратными по знаку пульсациями скорости продвижения, и наоборот. Суммарная же энергия рифтинга при этом меняется с гораздо меньшей скоростью, чем та, с которой перераспределяется энергия между двумя его основными компонентами - спредингом и продвижением.

Остается добавить, что продвижение наиболее типично именно для начальных расколов континентов и эволюции молодых океанов. Это прямо следует из формулы (1.5). В ее правой части присутствует параметр  $L$  (длина рифта), явно зависящий от времени. Для продвигающегося рифта параметр  $L$  является неубывающим: он монотонно или скачкообразно увеличивается с течением времени. Следовательно, доля первого слагаемого в правой части формулы (1.5) со временем возрастает, что отражает повышение удельного веса диссипации тепловой энергии в общем энергетическом балансе рифтинга. В какой-то момент времени  $\tau$  система должна достигнуть

стационарного состояния с  $L = \text{const} = L_r$ ,  $V_r = 0$  и  $\overline{\omega}_r = 2(d\varepsilon/df)/k_1 L^2$ . С этого момента продвижение прекращается и устанавливается чисто “угловой” режим развития, обеспечивающий вынос подводимой к системе энергии без дальнейшего увеличения длины рифтовой трещины.

### **1.3. Геофизические индикаторы начальных расколов континентов**

Под геофизическими индикаторами понимаются особенности физических полей Земли (как естественных, так и искусственно создаваемых), обусловленные структурными, вещественными и иными характеристиками литосферы, косвенно связанные с ее состоянием и режимом эволюции в определенной геодинамической обстановке [Аплонв, 1990].

Ниже подробно рассматриваются геофизические индикаторы начальных стадий цикла Вилсона - континентального рифтинга и спрединга, поскольку именно эти обстановки, дав побочные ответвления и превратившись в палеорифты или локальные палеоси спрединга (“несостоявшиеся океаны”), инициируют зарождение глубоких осадочных бассейнов, анализу которых посвящена данная книга.

#### **1.3.1. Континентальный рифтинг**

В обстановке континентального рифтинга очень четким геодинамическим индикатором служат *сейсмические данные*. Под рифтами всегда наблюдается утонение коры, а непосредственно под ее подошвой, в верхней мантии, выделяется зона пониженных скоростей *P*-волн - до 7,6 – 7,7 км/с по сравнению с 8,0 – 8,3 км/с для нормальной подкоровой литосферы (рис. 1.13). Такие зоны аномальной мантии иногда образно называют “*рифтовыми подушками*”.

Есть существенное отличие в морфологии “рифтовых подушек” под континентальными рифтами, развивающимися по активной и пассивной схемам (см. рис. 1.3).

В активном рифте (пример - Восточно-Африканские рифты, рис. 1.13, а) “рифтовая подушка” не ограничена снизу; по сути, она представляет собой выступ астеносферы, поднявшейся до подошвы коры. В осевой части активного рифта, таким образом, подкоровая литосфера (нормальная мантия, сейсмическая оболочка В) попросту выклинивается.

В пассивном рифте (пример - Рейнский грабен, рис. 1.13, б) “рифтовая подушка” экранирована снизу нормальной мантией. Это не выступ астеносферы, как в случае активного рифта, а некая

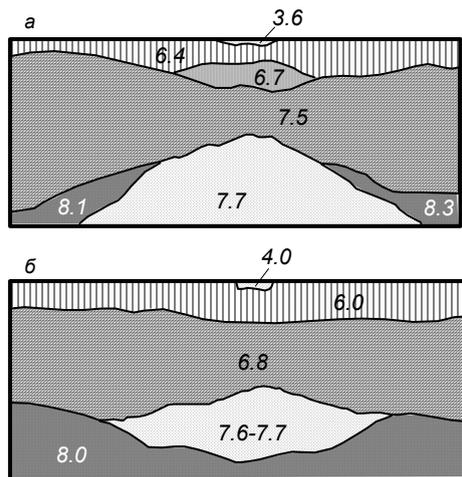


Рис. 1.13. Сейсмические характеристики континентальных рифтов: Восточно-Африканской рифтовой системы (а) и Рейнского грабена (б).

тики (снятие давления в рифтовой трещине) и растекшаяся в стороны между подошвой коры и подкорковой литосферой. При этом трещину, по которой произошел подъем астеносферы, проследить по сейсмическим данным обычно не удается. Здесь возможны два объяснения: либо не хватает разрешающей способности сейсмологии, либо возникновение узких подводящих трещин в подкорковой литосфере носит пульсирующий характер - под действием растяжения литосфера трескается на короткое время, астеносфера поднимается и заполняет "рифтовую подушку", после чего подводящий канал закрывается до следующего импульса растяжения.

Еще один яркий сейсмический индикатор континентального рифтинга - наличие высокоскоростных (до 6,7 – 6,8 км/с) зон в верхней коре (нормальные скорости  $P$ -волн - 6,0 – 6,4 км/с). Это связано с внедрением в верхние горизонты коры (ее "гранитный" слой) пород основного состава - продуктов рифтового магматизма.

*Гравитационное поле* в обстановке континентального рифтинга отражает те же две главные особенности, что и сейсмические данные: уплотнение коры и разуплотнение верхней мантии (рис. 1.14). Однако интерпретация гравитационного поля в этой обстановке гораздо менее однозначна, чем данных сейсмологии. Перечисленные плотностные неоднородности совмещены в пространстве, но разнесены по глубине. Они вызывают суперпозицию гравитационных аномалий разного знака и периода.

Разуплотнение подкорковой литосферы под рифтом (плотностной контраст - до  $0,15 \text{ г/см}^3$ ) приводит к появлению длинноволновой отрицательной аномалии силы тяжести, амплитуда которой может

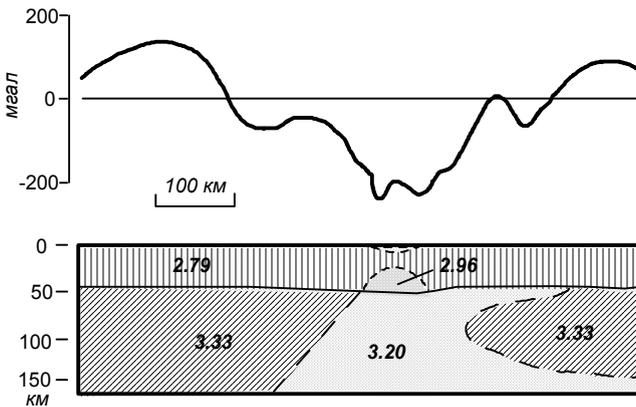


Рис. 1.14. Гравитационное поле и плотностной разрез континентальных рифтов.

достигать 200 – 300 мГал. Эта аномалия, на самом деле, также не моногенна. Над континентальным рифтом всегда присутствует грабен (рифтовая долина), заполненный осадками с низкой плотностью. Избыточная плотность фундамента по отношению к осадкам может достигать 0,4 – 0,5 г/см<sup>3</sup>. Этот фактор также создает отрицательную гравитационную аномалию, которая суммируется с аномалией того же знака от разуплотнения подкоровой литосферы. Часто эти две аномалии не удается разделить. Приближенная оценка показывает, что глубинная плотностная неоднородность под рифтом способна создать гравитационную аномалию на порядок более интенсивную, чем приповерхностные неоднородности.

Уплотнение коры под рифтом за счет внедрения продуктов рифтового магматизма достигает 0,1 – 0,2 г/см<sup>3</sup>. Эта плотностная неоднородность может создать на поверхности гравитационные аномалии, сопоставимые по амплитуде с аномалией от разуплотненной верхней мантии, но обратные по знаку и, как правило, меньшего периода.

Знак и интенсивность суммарной гравитационной аномалии над континентальным рифтом определяется, таким образом, относительным весом двух главных факторов. Если степень разуплотнения верхней мантии весьма значительна, а степень уплотнения коры, наоборот, незначительна, то над рифтом сформируется обширная отрицательная аномалия силы тяжести, лишь с небольшими положительными экстремумами над осевой частью рифта. Именно такая ситуация характерна для амагматических рифтов, развивающихся по пассивной схеме (пример Байкальского рифта показан на рис. 1.14). Однако в рифтах, развивающихся по активной схеме,

фактор уплотнения коры за счет обильного внедрения продуктов базальтового магматизма может оказаться столь значительным, что “перевесит” эффект разуплотнения верхней мантии. В этом случае над рифтом сформируется положительная гравитационная аномалия.

Над континентальными рифтами *магнитное поле*, как правило, маловыразительно. Иногда в качестве индикатора рифтов приводят наличие интенсивных положительных линейных магнитных аномалий, связывая их с присутствием в “гранитной” коре рифтов сильномагнитных базитовых тел. Однако этот индикатор не является однозначным. Во-первых, бимодальный магматизм рифтов (от кислого до ультраосновного) приводит к довольно сложному рисунку магнитного поля над рифтами. Во-вторых, сходная морфология магнитных аномалий наблюдается в совсем иных геодинамических обстановках. Поэтому простой качественный анализ магнитного поля - малоэффективный инструмент диагностики рифтового режима.

Гораздо более мощным средством в данном случае является количественная интерпретация магнитных аномалий. При массовых расчетах глубины залегания источников аномалий с последующей статистической обработкой результатов, она позволяет оценить

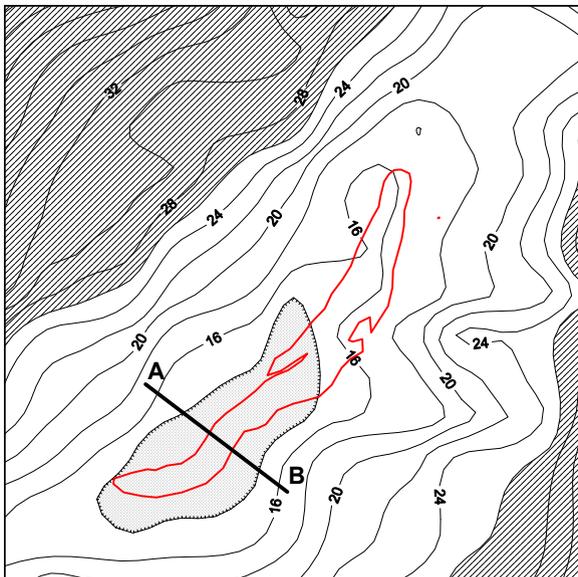


Рис. 1.15. Магнитоактивный слой в коре Байкальского рифта.

мощность *магнитоактивного слоя* коры, т.е. слоя, в котором сосредоточены источники магнитных аномалий. Результат такой процедуры для Байкальского континентального рифта показан на рис. 1.15.

Как известно, закономерным следствием континентального рифтинга является прогрев литосферы. В то же время, глубина

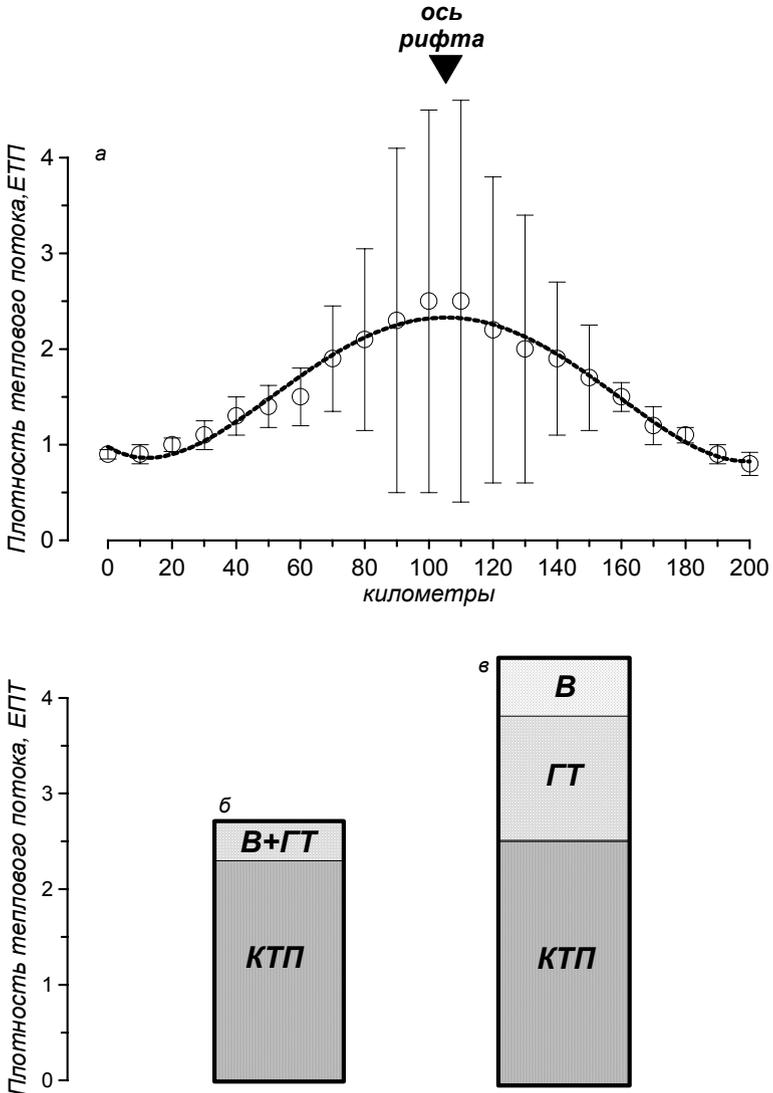


Рис. 1.16. Аномалия плотности теплового потока над континентальным рифтом (а), структура теплового потока над рифтами, развивающимися по пассивной (б) и активной (в) схемам.

возможных источников магнитных аномалий также косвенно контролируется термическим режимом недр. При температуре выше точки Кюри (для большинства горных пород, содержащих ферромагнитные минералы - 300–400°C) кора теряет способность создавать магнитные аномалии, сколь бы магнитными породами она не была сложена. Как видно из рис. 1.15, под Байкальским рифтом мощность магнитоактивного слоя сокращается до 16 км, а по периферии рифта возрастает до 30 км и более.

Таким образом, индикатором обстановки континентального рифтинга служит резкое (до 50 %) сокращение мощности магнитоактивного слоя, связанное с прогревом более глубоких горизонтов коры выше точки Кюри.

*Тепловое поле* континентальных рифтов характеризуется двумя главными признаками (рис. 1.16). Во-первых, над осью рифта наблюдается положительная аномалия плотности теплового потока интенсивностью до 2–3 ЕТП (единиц теплового потока). Во-вторых, что еще более существенно, над осью рифта резко возрастает разброс измеренных значений теплопотока - он достигает 100 % от средней величины.

Эти две особенности объясняются следующим образом. В рифтах интенсивность кондуктивного теплопотока увеличивается за счет утонения литосферы и подъема горячей астеносферы. Кроме того, к кондуктивному теплопотoku добавляется конвективный: тепло переносится не только путем молекулярного взаимодействия, но и вместе с поднимающимся веществом - лавами вулканов и термальными водами.

В рифтах, развивающихся по пассивной схеме (рис. 1.16, б), вклад конвективной составляющей в суммарный теплопоток относительно невелик - от 10 до 20 %. Вместе с тем, именно конвективный теплоперенос обуславливает сильный разброс значений теплопотока даже в рифтах, развивающихся по пассивной схеме (пример Байкальского рифта на рис. 1.16, а). В активных же рифтах, где вулканизм и гидротермальная активность гораздо интенсивнее, вклад конвективной составляющей в суммарный теплопоток сравним с кондуктивной (рис. 1.16, в).

### **1.3.2. Спрединг**

В обстановке спрединга *сейсмические данные* фиксируют три фундаментальные особенности океанской литосферы (рис. 1.17): (1) ее “безграницный” состав; (2) симметричное увеличение мощности литосферы в обе стороны от оси СОХ; и (3) примерно постоянную мощность коры.

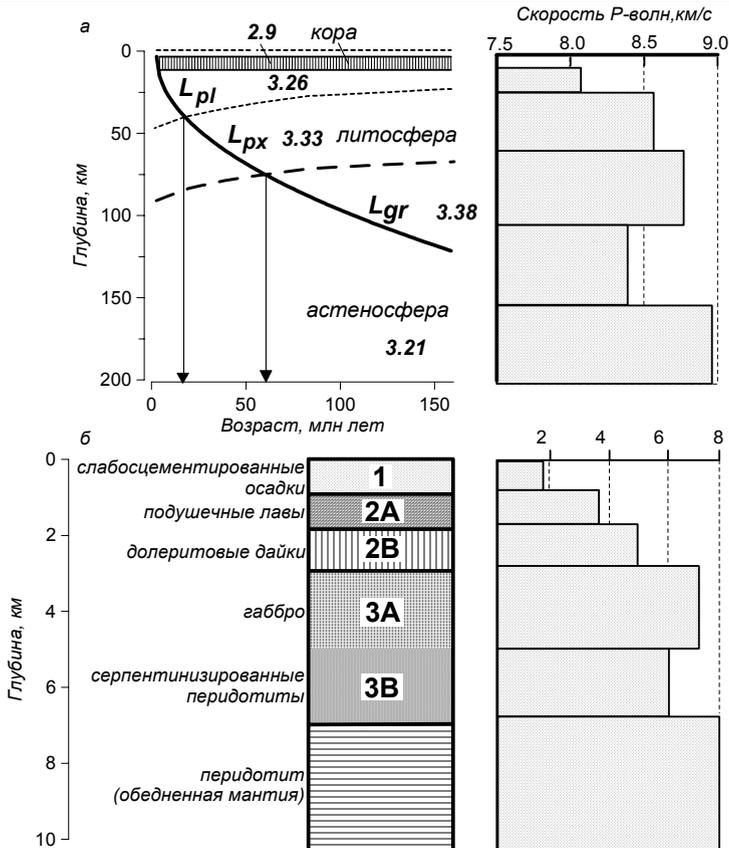


Рис. 1.17. Скоростные модели океанской литосферы (а) и коры (б).

$L_{pl}$ ,  $L_{px}$ ,  $L_{gr}$  – соответственно плагиоклазовый, пироксеновый и гранатовый перидолит.

Суть процесса формирования океанской литосферы, как известно, состоит в дифференциации поднимающегося астеносферного вещества (лерцолита), легкоплавкая часть которого отделяется в виде базальтового расплава и формирует океанскую кору, а тугоплавкая кристаллизуется на глубине и наращивает снизу литосферу.

Эти процессы ведут к расслоению верхней мантии под океанами [Океанология, 1979]: сверху вниз ее состав изменяется от плагиоклазового лерцолита (до глубин 25 – 30 км) к пироксеновому лерцолиту, а затем, на глубине около 70 км - к гранатовому лерцолиту (рис. 1.17, а). Более глубокие слои литосферы характеризуются более высокой плотностью и большими скоростями P-волн: от

8,1 км/с в подкоровом слое до 8,6–8,7 км/с в нижних слоях литосферы. В астеносфере, где мантийное вещество находится в состоянии частичного плавления, скорость  $P$ -волн резко падает до 8,4 км/с, а затем вновь возрастает до 8,9–9,0 км/с.

Примечательно, что оба фазовых перехода в теле океанской литосферы (плагноклазовый → пироксеновый и пироксеновый → гранатовый перцолит) фиксированы по глубине, а следовательно - по возрасту литосферы. Первый переход соответствует возрасту около 20 млн. лет, а второй - около 60 млн. лет. Чем быстрее спрединг, тем дальше от оси СОХ отмечаются тот и другой фазовые переходы.

Верхняя часть океанской литосферы - кора - также характеризуется акустической расслоенностью (рис. 1.17, б). В слое 1 (слабоцементированные океанские осадки) скорость  $P$ -волн менее 2 км/с. При переходе к акустическому фундаменту (подслой 2А, представленный подушечными базальтовыми лавами) скорость  $P$ -волн скачкообразно возрастает до 3,5–4,0 км/с, а в подслое 2В (долеритовые дайки) увеличивается до 5 км/с. Подслой 3А (габбро) характеризуется скоростями  $P$ -волн около 7,0 км/с.

Очень примечательная особенность океанской коры - понижение скорости  $P$ -волн у подошвы коры, в подслое 3В. Этот подслой формируется за счет гидратации мантийного перидотита и его *серпентинизации*, вызывающей резкое понижение плотности и скорости  $P$ -волн (до 6,0 км/с). Подошва океанской коры (граница Мохоровичича) отмечается скачкообразным увеличением скорости  $P$ -волн до 8,0 км/с.

*Гравитационное поле* в обстановке спрединга океанского дна отражает прежде всего изменения рельефа поверхности, мощности и состава литосферы с возрастом и удалением от оси СОХ.

Аномалии Фая (в свободном воздухе) четко коррелируют с рельефом океанского дна. Над СОХ их амплитуда в среднем составляет + 23 мГал (рис. 1.18), а по мере удаления от оси СОХ она изменяется по закону

$$g_F(t) = 23,0 \cdot 3,65 \sqrt{t} \quad (1.6)$$

где  $g_F$  - амплитуда аномалий Фая, мГал;  $t$  - возраст литосферы, млн лет.

Осредненные значения аномалий Фая над океаном близки к нулю. Это показывает, что во-первых, измерения производятся на поверхности геоида и, во-вторых, что океанская литосфера почти повсюду изостатически уравновешена.

Аномалии Буге (рис. 1.18) являются как бы зеркальным отражением подошвы океанской литосферы: с увеличением возраста последняя заглубляется, астеносфера кристаллизуется и превращается в литосферу более высокой плотности (плотностной

контраст около  $0,1 \text{ г/см}^3$ ), вследствие чего амплитуда аномалий Буге возрастает симметрично в обе стороны от оси СОХ по закону

$$g_B(t) = 150 + 16,75\sqrt{t} \quad (1.7)$$

где  $g_B$  - амплитуда аномалий Буге, мГал;  $t$  - возраст литосферы, млн лет.

Плотностная расслоенность океанской литосферы также нахо-

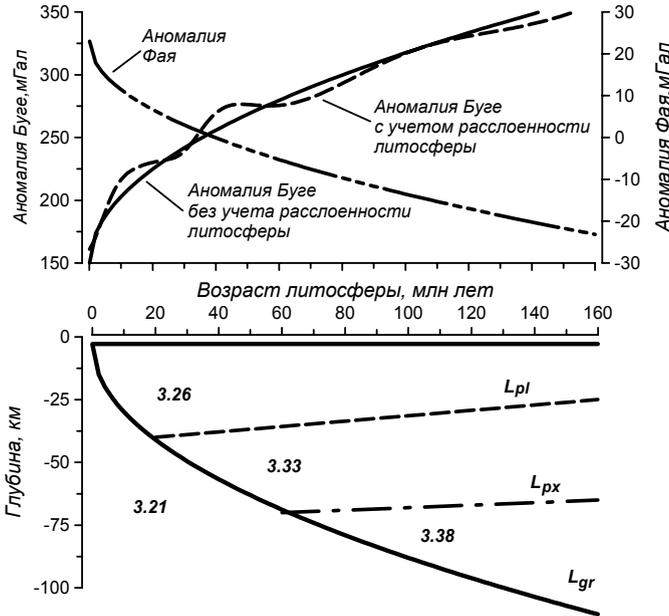


Рис. 1.18. Отражение плотностной неоднородности океанской литосферы в гравитационном поле.

дит четкое отражение в гравитационном поле. Средний плотностной контраст океанской литосферы и подстилающей астеносферы, как уже говорилось, составляет около  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Однако для верхнего слоя плагиоклазового лерцолита этот контраст менее значителен (около  $0,05 \text{ г/см}^3$ ), чем для среднего слоя пироксенового лерцолита ( $0,12 \text{ г/см}^3$ ) и для нижнего слоя гранатового лерцолита ( $0,17 \text{ г/см}^3$ ). Фазовая расслоенность литосферы ведет к появлению аномалий Буге интенсивностью до 50 мГал (см. рис. 1.18). Эти аномалии экспериментально были обнаружены достаточно давно, но до появления данных о расслоенности океанской литосферы не удавалось объяснить их природу [Городницкий, 1985; Деменицкая и Машенков, 1987].

Как сказано выше, фазовые переходы в океанской литосфере фиксированы по возрасту. Следовательно, соответствующие им гравитационные аномалии симметричны относительно центра спрединга и являются изохронами: первая из них (ближняя к СОХ), имеет возраст около 20 млн. лет, а вторая - около 60 млн. лет.

*Магнитное поле* океана, как уже неоднократно отмечалось - не только ярчайший индикатор обстановки спрединга, но и мощное средство геосторического анализа эволюции литосферы. Без преувеличения можно сказать, что выявление специфики и объяснение природы магнитных аномалий Мирового океана является крупнейшим открытием геофизики XX века.

Специфика магнитных аномалий СОХ (рис. 1.19) состоит в их линейности, знакопеременности и физической симметрии относительно центра спрединга. Концептуальной основой интерпретации океанских магнитных аномалий служит модель Вайна-Мэтьюза [Vine&Matthews, 1963]. Суть ее состоит в том, что спрединг океанского дна идет на фоне частых инверсий (смен полярности) геомагнитного поля, которые носят глобальный характер и, следовательно, могут

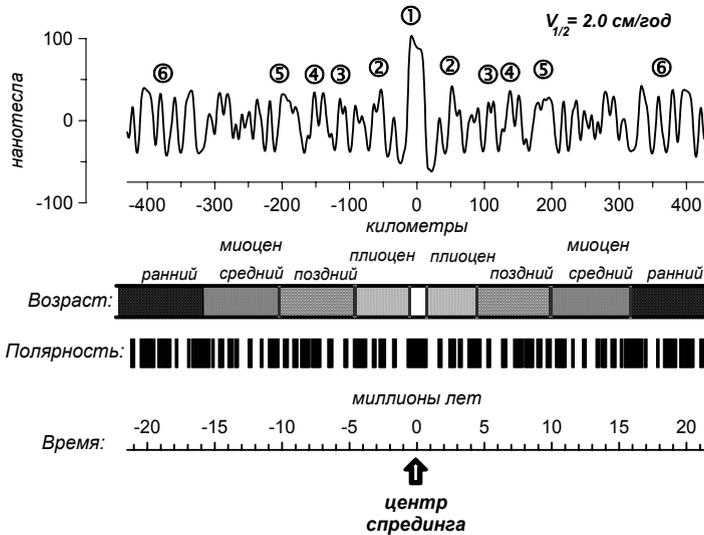


Рис. 1.19. Линейные магнитные аномалии (ЛМА) над срединно-океаническим хребтом (СОХ).

быть датированы по независимым данным. Современная эпоха прямой полярности Брюнес (ей отвечает осевая аномалия 1, расположенная над центром спрединга и имеющая повышенную интенсивность) имеет продолжительность около 700 тыс лет. В более древние эпохи базальты, излившиеся в рифтовой зоне СОХ, также

намагничивались в направлении существовавшего поля. В процессе непрерывного спрединга новообразованные блоки коры раскалывались примерно пополам и отодвигались в стороны от центра спрединга. Когда геомагнитное поле меняло полярность, следующая порция коры намагничивалась обратно по отношению к предыдущей.

Таким образом, дно океана, по Вайну и Мэтьюзу, представляет как бы гигантскую магнитофонную ленту, на которой записаны инверсии магнитного поля Земли в геологическом прошлом. К настоящему времени составлено несколько вариантов шкал инверсий для мезозоя и кайнозоя (мы в дальнейшем используем шкалу [La Breque et al., 1977]), позволяющих дистанционно определить возраст океанского дна, а следовательно и скорость спрединга.

Концепция Вайна-Мэтьюза в своем каноническом виде сформулирована более 30 лет назад, еще на заре тектоники плит, и до сих пор плодотворно используется. Немного можно назвать интерпретационных моделей в геофизике со столь долгим сроком жизни. В итоге именно интенсивные магнитометрические исследования в океане [Природа магнитных аномалий..., 1996] привели к тому, что сегодня нас перестали удовлетворять первоначальные примитивные представления о спрединге как линейном процессе, идущем на одном месте, в одном направлении и с постоянной скоростью.

Выяснилось, что спрединг СОХ носит прерывистый, диффузный характер. Рифтовые долины сложно сегментированы вдоль простирания: помимо давно выявленных крупных трансформных разломов они осложнены большим числом мелких поперечных нарушений [Sempere & Macdonald, 1987; Macdonald et al., 1991; Carbotte & Macdonald, 1992]. Короткоживущие (“мгновенные”) центры спрединга мигрируют в пределах рифтовых зон СОХ, испытывая локальные продвижения (propagating), перекрытия (overlapping) и перескоки (jumping). Представляется, что эти мелкомасштабные, но повсеместно распространенные особенности эволюции СОХ взаимосвязаны и обусловлены единой геодинамической причиной. Они объединяются общим термином *локальная нестабильность спрединга* [Аплонов и Попов, 1990].

Детальный анализ локальной нестабильности спрединга проводился нами в течение ряда лет на протяженном отрезке Срединно-Атлантического хребта (САХ). Результаты работ опубликованы [Аплонов и др., 1990; Аплонов и Попов, 1991; Аплонов и др., 1992; Аплонов и Трунин, 1995; Аплонов и др., 1996; Aplonov et al., 1996], поэтому здесь мы не будем на них подробно останавливаться. В контексте данной монографии интересна возможность выявления аналогичных процессов в палеоспрединговых структурах (“несостоявшихся океанах”). Сразу же оговоримся, что речь идет о будущих исследованиях; пока столь высокая детальность интерпретации магнитного поля над “несостоявшимися

океанами” не реализована. Однако разработки в этом направлении ведутся, поэтому мы сочли необходимым кратко осветить ниже сам принцип выявления нестабильности спрединга на основе геосторического анализа линейных магнитных аномалий современных СОХ.

На рис. 1.20 приведены детальная батиметрическая карта и карта аномального магнитного поля отрезка САХ от 15° до 20° с.ш. (данные получены в 1993 в году НИС “Профессор Логачев”, Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г.Ломоносов). Обе карты охватывают полосу шириной около 100 км вдоль рифтовой долины САХ. Расстояние между съемочными галсами составляло в среднем 8 – 10 км, своими концами они выходят на борта рифтовой долины, т.е. в пределы коры с возрастом до 3 млн лет (аномалия 2А). Следовательно, именно для такого возрастного интервала изучалась локальная нестабильность спрединга САХ.

Южным ограничением района, карты по которому представлены на рис. 1.20, служит крупный трансформный разлом Пятнадцать Двадцать (Зеленого Мыса) - трансформный участок границы Африканской и Южно-Американской литосферных плит. Рифтовая

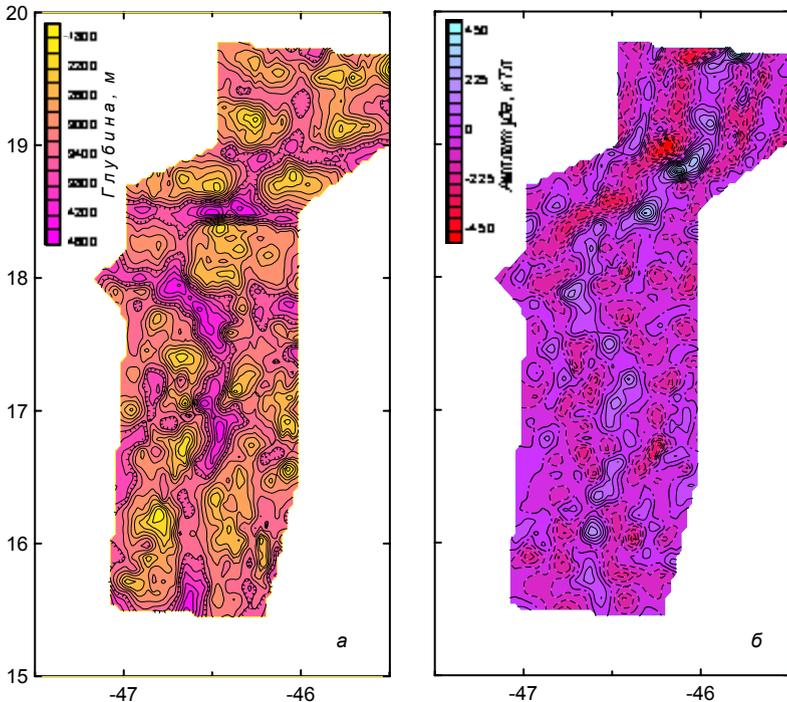


Рис. 1.20. Батиметрическая карта (а) и карта аномального магнитного поля (б) над отрезком Срединно-Атлантического хребта (САХ) между 15° и 20° с.ш.

долина сегментирована большим числом мелких поперечных нарушений; ее простирание отклоняется от общего меридионального, а глубина дна сильно варьирует. Например, хорошо прослеживается трансформный разлом 2-го порядка в районе  $18,5^{\circ}$  с.ш. Горизонтальная амплитуда смещения по нему составляет 40 – 50 км. Дно в пределах разлома опущено до глубины 4500 – 4600 м, а на примыкающих с севера приразломных горах оно, наоборот, приподнято до отметок 2000 – 2200 м.

На карте магнитного поля (рис. 1.20, б) видно, что при детальном масштабе исследований линейные магнитные аномалии зоны спрединга приобретают довольно сложную трехмерную структуру. Региональная линейность осложнена локальными изометричными магнитными аномалиями разного знака. Интенсивная (до 400 – 500 нТл) осевая и краевые магнитные аномалии резко изменяются по ширине и амплитуде вдоль рифтовой долины.

Таким образом, самым первым, пока лишь качественным индикатором локальной нестабильности спрединга является усложнение структуры дна рифтовой долины и магнитного поля. При укрупнении масштаба батиметрических съемок становится очевидным, что вулканизм центров спрединга (как любой тектономагматический процесс) носит дискретный характер. В отдельно взятый короткий интервал времени разные отрезки рифтовой долины характеризуются разной активностью. В этом - главная причина сегментированности рифтовой долины, вдольосевых изменений ее глубины и простирания [Fox et al., 1988; Macdonald et al., 1991].

Магнитоактивный слой молодой океанской коры также резко неоднороден. Он дифференцирован по мощности прежде всего из-за нестационарных термических условий в пределах СОХ, приводящих к ундуляциям изотермы Кюри. Кроме того, резко неоднородна намагниченность базальтов слоя 2А - основных источников магнитных аномалий над СОХ. Многофакторная неоднородность магнитоактивного слоя молодой океанской коры - причина сложной трехмерной структуры магнитного поля над СОХ (см. рис. 1.20, б).

Приступая к количественному анализу нестабильности спрединга, следует оговориться, что при двухмерной (профильной) интерпретации магнитных аномалий СОХ единственный компонент нестабильности, который мы можем установить достоверно - это факт перескока центра спрединга. Для анализа вдольосевой нестабильности процесса (перекрытий и продвижений) необходима последующая межпрофильная корреляция данных. Современные высокоразрешающие батиметрические и магнитные съемки в океане в ряде случаев позволяют решать эту задачу сразу же в трехмерном (площадном) варианте - например [Miller & Hey, 1986; Tivey et al., 1989; Carbotte & Macdonald, 1992]. Однако для древнего спрединга в "несостоявшихся океанах" магнитометрическая диагностика неста-

бильности, если и осуществится в будущем, долго еще останется двухмерной из-за резкой ограниченности входных данных.

Поэтому прежде всего рассмотрим диагностику перескоков, т.е. смещений “мгновенных” центров спрединга в пределах рифтовой долины СОХ. Фрагмент шкалы геомагнитной полярности [La Breque et al., 1977], использовавшийся для датировки событий, приведен на врезке рис. 1.22.

При “нормальном” спрединге от стабильной оси (рис. 1.21, а) на океанском дне сохраняется запись палеомагнитных эпох и событий, строго симметричная относительно современного центра спрединга. Последний маркирован осевой аномалией обычно повышенной интенсивности. Ширина блоков прямой и обратной полярности, а следовательно - и расстояние между экстремумами соответствующих магнитных аномалий, пропорциональны скорости спрединга.

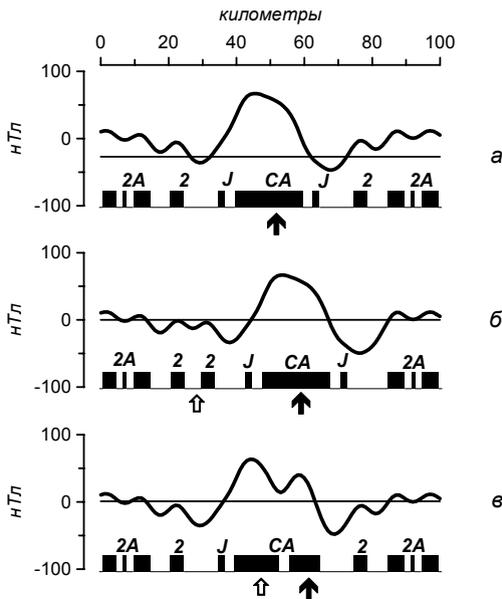


Рис. 1.21. Отражение перескоков центров спрединга в магнитном поле.

а – спрединг от стабильной оси, б – восточный перескок центра спрединга около 1,5 млн лет назад (“сдвигание” аномалии 2), в – восточный перескок центра спрединга около 0,5 млн лет назад (комбинированная структура источника осевой аномалии).

На рис. 1.21, б показан пример отражения в магнитном поле нестабильного спрединга. Перескок “мгновенной” оси раскрытия произошел около 1,5 млн лет назад и имел восточное направление.

Индикатором перескока, определяющим его возраст, служит “сдвигание” аномалий 2 (возраст 1,8 млн лет, см. шкалу на рис. 1.22) западнее современного центра спрединга. Как следствие, нарушается симметрия магнитных аномалий. К востоку от осевой аномалии отсутствует аномалия 2, а сразу за аномалией J следует аномалия 2А. Западнее современного центра спрединга, наоборот, обнаруживается “лишняя” аномалия 2. Таким образом, расшифровав структуру магнитного поля над рифтовой долиной, мы можем определить возраст, направление и горизонтальную амплитуду перескока центра спрединга.

На рис. 1.21, в показан наиболее сложный индикатор перескока центра спрединга. Это - комбинированная структура осевой магнитной аномалии и ее источника.

Причина комбинированной структуры осевой аномалии состоит в следующем. Если перескок центра спрединга происходит в современную эпоху прямой полярности Брунес (т.е. за последние 0,7 млн лет, см. шкалу на рис. 1.22) и имеет достаточную горизонтальную амплитуду, то новообразованный центр спрединга в результате перескока попадает в полосу относительно древней обратно намагниченной коры, сформировавшейся в эпоху Матуяма. По мере спрединга от нового центра, древний обратно намагниченный блок коры оказывается “впечатанным” внутри источника осевой аномалии (образуется т.н. “чуждый” блок коры). Осевая аномалия 1 расширяется и ее морфология усложняется (появляются дополнительные экстремумы). Добавочным индикатором перескока на рис. 1.21, в служит отсутствие парной аномалии J (событие Харамильо, см. шкалу на рис. 1.22) к востоку от современного центра спрединга. Возраст и горизонтальную амплитуду перескока удастся определить по соотношению ширины прямо намагниченных блоков коры внутри комбинированного источника осевой аномалии.

Обязательно следует иметь в виду ограниченную разрешающую способность метода геофизической диагностики перескоков, независимую от качества исходных магнитометрических данных. Если перескоки очень часты и малоамплитудны, то “мгновенные” оси спрединга после смещений остаются в пределах источника осевой аномалии, ширина которого при скорости спрединга 3 см/год (рассматриваемый пример Центральной Атлантики) составляет около 20 км. Такие перескоки не создают комбинированную структуру осевой магнитной аномалии, и, следовательно, они не могут быть выявлены по магнитным данным.

На рис. 1.22 показан результат совместной площадной интерпретации магнитных и батиметрических данных - схема намагниченности коры и идентификации магнитных аномалий над отрезком САХ 15 – 20° с.ш. При сопоставлении рис. 1.22 с рис. 1.20 видно, что намагниченность коры менее дифференцирована, чем рельеф дна и магнитное поле. Это вполне естественно, т.к. при

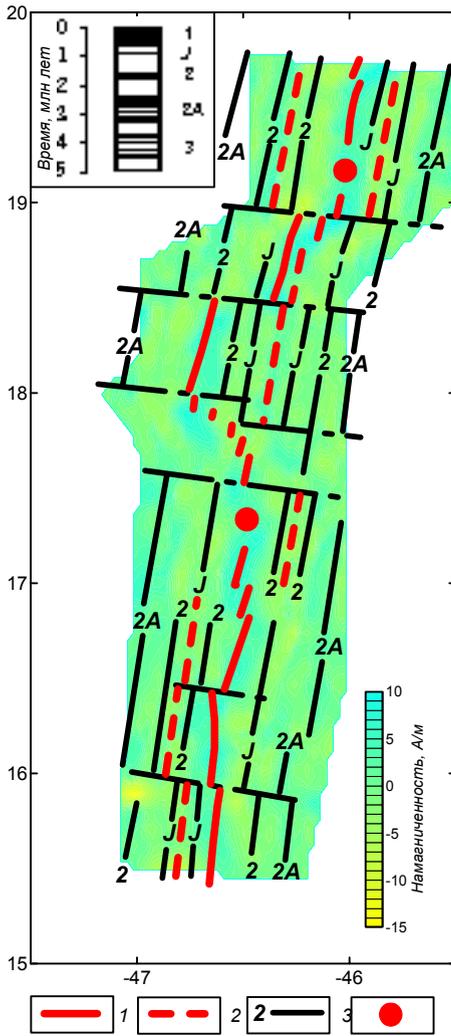


Рис. 1.22. Схема намагниченности слоя 2A коры и идентификация магнитных аномалий над отрезком Срединно-Атлантического хребта (САХ) между 15° и 20° с.ш.

1 – современный центр спрединга  
 2 – древние (“отмершие”) центры спрединга, 3 – оси магнитных аномалий и их номера, 4 – области наиболее древней нестабильности спрединга. На врезке – фрагмент шкалы геомагнитной полярности.

интерпретации магнитных аномалий мы учитываем рельеф дна, который сам по себе создает эффект в магнитном поле [Захаров, 1992; Parker, 1994]. На результирующей схеме (см. рис. 1.22), таким образом, отражен в максимально “чистом” виде лишь один аномалообразующий фактор – неоднородная по амплитуде и направлению намагниченность слоя 2A океанской коры.

Отчетливо видна сложная сегментация центра спрединга. На отрезке 17,5 – 18° с.ш. он разбит на такие короткие отрезки, что вообще не удастся провести идентификацию краевых магнитных аномалий. Там же, где аномалии идентифицированы, они показывают сложный, диффузный характер эволюции оси раскрытия САХ.

Например, севернее 19° с.ш. центр спрединга испытал как минимум два перескока: первый – восточный, около 1,5 млн лет назад (индикатор – “сдваивание” аномалий 2 к западу от современного центра спрединга), второй – западный, около 0,7 млн лет назад (индикатор – “сдваивание” аномалий J).

Южнее, в сегменте 18,5 – 19° с.ш., выявлен единственный западный перескок центра спрединга с возрастом около 0,6 млн лет. Этот перескок фиксируется

комбинированной структурой осевой магнитной аномалии; симметрия аномалий J и 2 не нарушена.

Еще южнее (сегмент 18 – 18,5° с.ш.) западный перескок центра спрединга произошел около 0,5 млн лет назад и имел значительную горизонтальную амплитуду. В результате восточнее современной оси раскрытия сохранился магнитный “отпечаток” древнего центра спрединга с симметричными аномалиями J и 2.

В сегменте 17,5 – 17° с.ш. возраст перескоков вновь удвояется (индикатор – “сдваивание” аномалии 2, но, в отличие от северного сегмента (19° с.ш.) – восточнее современного центра спрединга). Южнее 17° с.ш. перескоки постепенно омолаживаются и становятся исключительно восточными: над западным бортом рифтовой долины обнаруживаются “сдвоенные” аномалии 2, а южнее 16° с.ш. – аномалии J.

Таким образом, профильная интерпретация магнитных и батиметрических данных выявляет разновозрастные и разнонаправленные перескоки “мгновенных” центров спрединга. Межпрофильная корреляция полученных результатов позволяет судить о том, как локальная нестабильность спрединга мигрировала вдоль дивергентной границы. Проиллюстрируем это на отрезке САХ длиной около 1300 км, от 12° до 24° с.ш., по работам [Аплонов и Трунин, 1995; Arloпов et al., 1996] (рис. 1.23).

Помимо уже упомянутого разлома Пятнадцать Двадцать, изученный отрезок САХ пересекается еще двумя крупными трансформными разломами 1-го порядка в южной и северной частях – Марафон (12° с.ш.) и Кейн (24° с.ш.), а также трансформным разломом 2-го порядка на 21,4° с.ш. Нижняя часть рис. 1.23 показывает изменения глубины дна рифтовой долины (коры с “нулевым” возрастом), а верхняя – зависимость времени и направления перескоков центров спрединга от широты, на которой они выявлены.

Дивергентная граница распадается как минимум на 4 относительно крупных (длиной около 300 км каждый) сегмента с различным временем и характером нестабильности спрединга. Границы сегментов – трансформные разломы 1-го порядка (Марафон, Пятнадцать Двадцать и Кейн) и 2-го порядка (18,5° и 21,4° с.ш.)

В самом северном сегменте (между разломами Кейн и 21,4° с.ш.) нестабильность спрединга омолаживается к югу и северу от поднятия 23° с.ш., где обнаружены самые древние перескоки с возрастом 1,5 млн лет.

Похожая картина наблюдается в сегменте между разломами Пятнадцать Двадцать и 18,5° с.ш. Возраст перескоков омолаживается от поднятия 17,5° с.ш. (около 1,8 млн лет) до 0,1 – 0,2 млн лет к краям сегмента.

Гораздо более сложный характер имела нестабильность спрединга в самом южном сегменте, между разломами Марафон и

Пятнадцать Двадцать. Здесь выявленные перескоки центров спрединга четко разделяются на 2 группы. Первая объединяет относительно древние перескоки (3 – 1 млн лет), омолаживающиеся от поднятия 14° с.ш. к краям сегмента. Вторая группа объединяет относительно молодые перескоки (0,8 – 0,1 млн лет), омолаживающиеся, наоборот, от границ сегмента к центру.

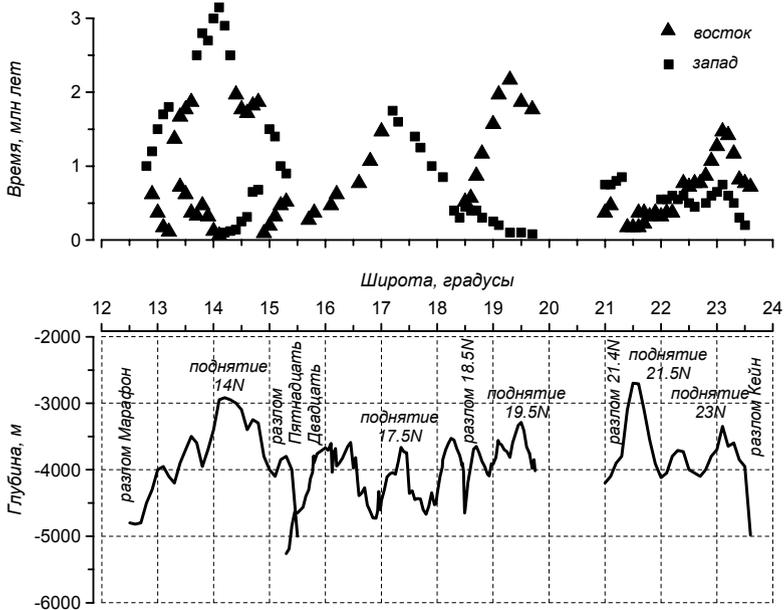


Рис. 1.23. Миграция локальной нестабильности спрединга вдоль оси Срединно-Атлантического хребта на отрезке 12°– 24° с.ш.

Вверху – зависимость времени перескоков центров спрединга от широты их выявления. Внизу – продольный батиметрический профиль рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (кора с “нулевым” возрастом).

Похожий характер нестабильности спрединга можно предполагать и севернее разлома 18,5° с.ш. Здесь относительно древние перескоки (2,2 – 1,5 млн лет) омолаживаются к югу от поднятия 19,5° с.ш., а относительно молодые, наоборот, от южной границы сегмента к северу. К сожалению, отсутствие данных между 20° и 21° с.ш. не позволяет пока реконструировать здесь нестабильность спрединга с той же детальностью, что в остальных сегментах изученного отрезка САХ.

Таким образом, на современном уровне геосторический анализ океанских магнитных аномалий позволяет выявить мелкомасштабную нестабильность спрединга, являющуюся общим свойством развития дивергентной границы. Скорость вдольосевой

миграции неустойчивости спрединга варьирует на изученном отрезке САХ (см. рис. 1.23) от 5 до 30 см/год, т.е. почти на порядок превышает скорость спрединга (2,5 – 3,0 см/год).

Природа *теплого поля* в обстановке спрединга (рис. 1.24) в целом такая же, как в континентальных рифтах, правда, с некоторыми существенными отличиями.

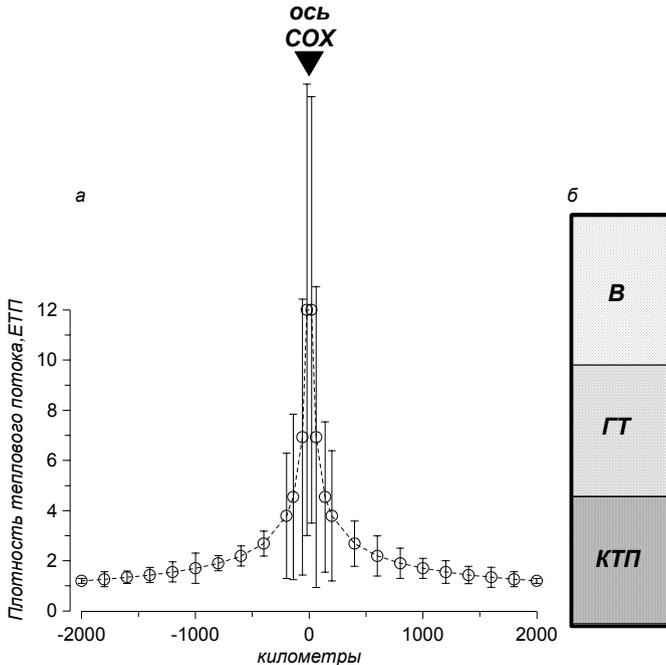


Рис. 1.24. Аномалия плотности теплового потока (а) и структура теплопотока над срединно-океанским хребтом (б).

Прежде всего, над осью СОХ аномалия плотности теплопотока достигает десятков, а иногда первых сотен ЕТП. Это - экстремальная величина теплопотока для Земли: никакая другая геодинамическая обстановка, кроме спрединга, не формирует столь интенсивных аномалий теплового поля.

Вклад конвективного теплопотока, связанного с вулканизмом и разгрузкой гидротерм, в рифтовых зонах СОХ в 2 – 3 раза превышает кондуктивную составляющую, хотя и молекулярный теплоперенос аномально интенсивен. Это объясняется: (1) близостью к поверхности (всего 5 – 10 км) горячей астеносферы; (2) обильным вулканизмом СОХ, и (3) постоянной гидротермальной циркуляцией океанской воды по системе открытых трещин в осевой зоне СОХ.

Характерной особенностью океанского теплового потока является то, что уже при небольшом удалении от оси СОХ его

интенсивность резко уменьшается, причем до значений меньших, чем средняя величина континентального теплопотока. Это объясняется тем, что вне осевой части СОХ резко уменьшается вулканизм и прекращается гидротермальная циркуляция (трещины закупориваются сверху накапливающимися осадками, а снизу - вторичными минералами, например, серпентином, образующимся в процессе гидратации верхней мантии). Таким образом, конвективный теплоперенос затухает вовсе, а интенсивность кондуктивного резко снижается за счет утолщения литосферы. Кроме того, основные и ультраосновные породы океанской литосферы хуже проводят тепло, чем породы "гранитного" слоя континентальной коры. Последние, вдобавок ко всему, способны сами генерировать тепло: как известно, радиоактивный распад дает около 40 % континентального теплопотока. Именно поэтому тепловые аномалии над СОХ гораздо резче, чем над континентальными рифтами, а осредненные значения теплопотоков через континенты и океаны сопоставимы, хотя последние все же заметно выше первых.

#### **1.4. Методология геофизического анализа эволюции литосферы**

Приведенные выше примеры показывают, что для каждой современной геодинамической обстановки характерны индивидуальные аномалии различных геофизических полей. Эти аномалии в совокупности однозначно определяют ту или иную геодинамическую обстановку и не позволяют спутать ее с любой другой.

Относительная надежность геофизических индикаторов различных геодинамических обстановок приведена в таблице 4. Видно, что именно рассмотренные выше обстановки континентального рифтинга и спрединга, а также обстановка субдукции, маркируются наиболее четкими геофизическими реперами. Гораздо менее надежны геофизические индикаторы аккреции и коллизии. Это вполне естественно, поскольку чем более зрелые стадии цикла Вилсона мы рассматриваем, тем большая часть геофизических индикаторов этой стадии оказывается унаследованной от предшествующих геодинамических обстановок.

*Таблица 4. Относительная надежность геофизических индикаторов геодинамических обстановок*

Обстановка	Сейсмические характеристики	Гравитационное поле	Магнитное поле	Тепловое поле
Континентальный рифтинг				
Спрединг				
Субдукция				
Аккреция и коллизия				

надежны
  малонадежны
  ненадежны

Эта тенденция определяет двоякую возможность геофизического анализа эволюции литосферы (рис. 1.25). Прежде всего, сам процесс извлечения палеогеодинамической информации из геофизических полей - чисто дедуктивный. В его основе лежит гипотеза о генезисе и стиле эволюции литосферы конкретного региона. Эта гипотеза проверяется и корректируется фактическими данными.

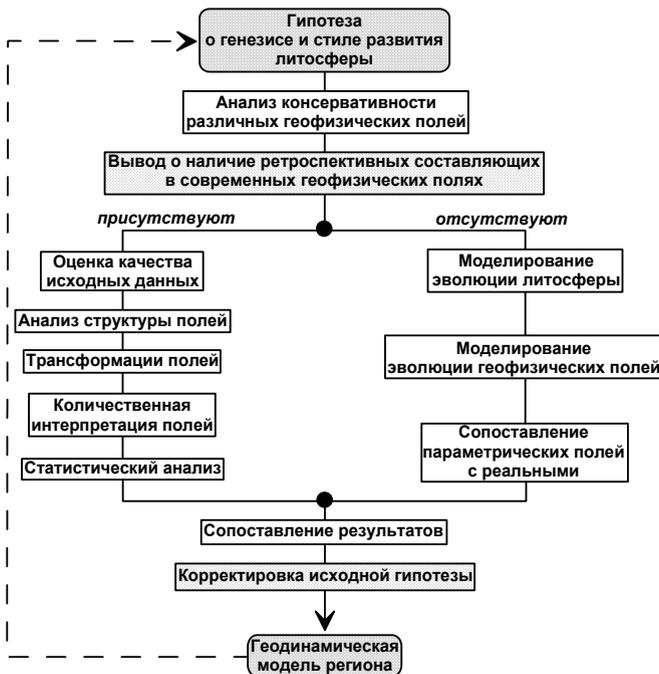


Рис. 1.25. Методология геофизического анализа эволюции литосферы.

Важнейшим этапом является анализ консервативности различных геофизических полей. Как уже отмечалось, в процессе непрерывной эволюции литосферы большая часть связанных с ней геофизических полей неизбежно меняется. Но наряду с этим существуют консервативные геофизические характеристики. Они сохраняются в скрытом виде в современных геофизических полях и несут информацию об эволюции литосферы тех регионов, где эти поля измерены.

Геофизические аномалии, связанные с древними геодинамическими обстановками и сохранившиеся в современных полях называются *ретроспективными* [Аплонov, 1990]. Если какая-то составляющая в сегодня измеренном геофизическом поле носит ретроспективный характер, то весь вопрос состоит в том, хватает ли аппаратных возможностей, чтобы ее зарегистрировать (ретроспек-

тивный сигнал в суммарном поле может быть очень слабым), а также хватает ли интерпретационных (алгоритмических и компьютерных) возможностей, чтобы этот сигнал выделить на фоне аномалий-помех.

В качестве примера консервативного геофизического поля: ретроспективные магнитные аномалии над структурой, развивающейся по цепочке "малый океан - локальная палеоось спрединга".

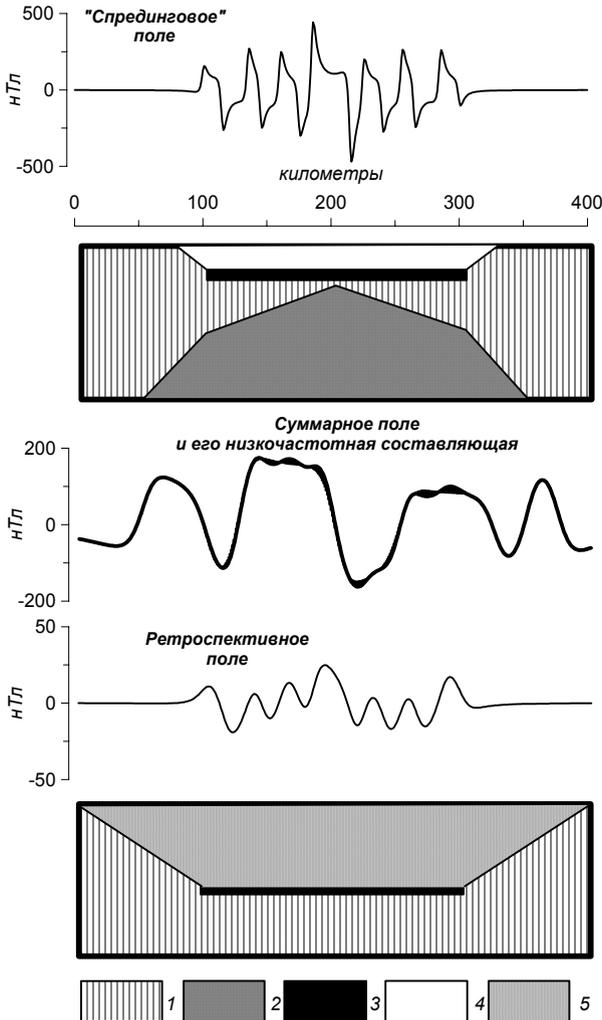


Рис. 1.26. Пример консервативного геофизического поля: ретроспективные магнитные аномалии над структурой, развивающейся по цепочке "малый океан - локальная палеоось спрединга".

1 – литосфера, 2 – астеносфера, 3 – океанская кора, 4 – вода, 5 – осадки.

над структурой, развивающейся по цепочке “малый океан → локальная палеоось спрединга”.

Обстановка спрединга океанского дна в молодом бассейне шириной около 200 км (аналог современного Красного моря) четко маркируется знакопеременными магнитными аномалиями интенсивностью до 200 нТл (рис. 1.26, а). Источники аномалий, в соответствии с канонической моделью Вайна-Мэтьюза, связаны с относительно тонким слоем базальтовых лав (подслой 2А океанской коры). Как уже говорилось, более глубокие источники магнитных аномалий в океанской литосфере отсутствуют прежде всего из-за жестких термических условий, связанных с подъемом астеносферы. Интерпретация магнитных аномалий над молодым океаном позволяет определить возраст его дна и скорость спрединга.

Дальнейшая эволюция малого океана идет по пути побочного ответвления цикла Вилсона - океан превращается в локальную палеоось спрединга (рис. 1.26, б). Бывшая океанская кора погружается и перекрывается осадками. Астеносфера под ней кристаллизуется, литосфера постепенно остывает, и ее мощность увеличивается. В этих условиях в суммарном магнитном поле появляется интенсивная низкочастотная составляющая, связанная с глубинными источниками в палеоокеанской литосфере. Она затушевывает “спрединговый” сигнал. Высокочастотные аномалии все же просвечивают в суммарном магнитном поле, однако, чтобы их зарегистрировать, необходима детальная магнитная съемка.

Для анализа ретроспективного магнитного поля над “несостоявшимися океанами” применяются методы частотной фильтрации, о которых подробно пойдет речь в главе 3. Выделенные таким образом ретроспективные магнитные аномалии сильно отличаются от исходного “спредингового” поля. Снижаются их интенсивность и градиент за счет заглупления источника аномалий и “стирания” первичной остаточной намагниченности океанской коры. Однако, что самое важное, последовательность знакопеременных магнитных аномалий в ретроспективном поле остается той же, что в “спрединговом” поле.

Приведенный пример показывает, что океанская кора может консервировать свою инверсионную намагниченность даже спустя сотни миллионов лет после прекращения спрединга. Эта кора, превратившись в фундамент глубокого осадочного бассейна, заложившегося на месте бывшего океана, создает ретроспективный сигнал, просвечивающий в суммарном магнитном поле над локальной палеоосью спрединга. Выделив этот сигнал и сопоставив его со шкалой геомагнитной полярности (так, как это делается в современном Мировом океане), мы можем дистанционно определить возраст и скорость спрединга палеоокеанской коры, залегающей в основании осадочного бассейна.

В главе 3 будет показано, как интерпретация ретроспективных магнитных аномалий позволяет определить возраст глубоких осадочных бассейнов, заложившихся на месте “несостоявшихся океанов”.

Теперь рассмотрим пример неконсервативного геофизического поля - плотности теплового потока для той же эволюционной цепочки “континентальный рифт → молодой океан → локальная палеоось спрединга” (рис. 1.27).

Для обстановки континентального рифтинга (рис. 1.27, а) мы наблюдаем аномалию плотности теплового потока интенсивностью около 4 ЕТП над осью рифта, при симметричном снижении интенсивности теплопотока до “нормальных” континентальных значений 1,0 – 1,2 ЕТП по периферии структуры.

В молодом океане (рис. 1.27, б) резкая аномалия теплопотока над осью спрединга (до 16 ЕТП) ограничена по периферии областями аномально низкого теплопотока (0,8 – 0,9 ЕТП). При переходе от океана к континенту плотность теплопотока вновь несколько увеличивается, достигая “нормальных” континентальных значений.

Над локальной палеоосью спрединга (рис. 1.27, в) характер теплового поля ничем не напоминает резкие положительные аномалии теплопотока над рифтом и молодым океаном. Наоборот, бывшей океанской впадине корреспондирует региональное понижение теплового потока. Это объясняется: (1) охлаждением и кристаллизацией астеносферы и увеличением мощности литосферы; (2) отсутствием источника радиогенного тепла (“гранитного” слоя) в палеоокеанской коре; (3) экранированием глубинного теплопотока мощным и плохо проводящим тепло осадочным слоем. Лишь незначительное увеличение плотности теплопотока над центром осадочного бассейна отражает остаточные тепловые эффекты и напоминает о предшествующей рифтовой эволюции структуры.

Таким образом, если бы мы захотели найти в тепловом поле локальной палеооси спрединга какие-то ретроспективные составляющие, связанные с рифтингом и спредингом, нам бы это не удалось, т.к. тепловое поле в данном случае - неконсервативное.

Однако даже в тех случаях, когда ретроспективные составляющие в современных геофизических полях отсутствуют, неконсервативные поля все же могут быть использованы для геофизического анализа эволюции литосферы. В этом случае применяется косвенный подход к их интерпретации (см. рис. 1.25). Геофизические аномалии рассматриваются как функция возраста и состояния литосферы, несущей их источники. Моделируется эволюция литосферы и связанных с ней геофизических полей, а затем параметрические (модельные) поля сопоставляются с реальными.

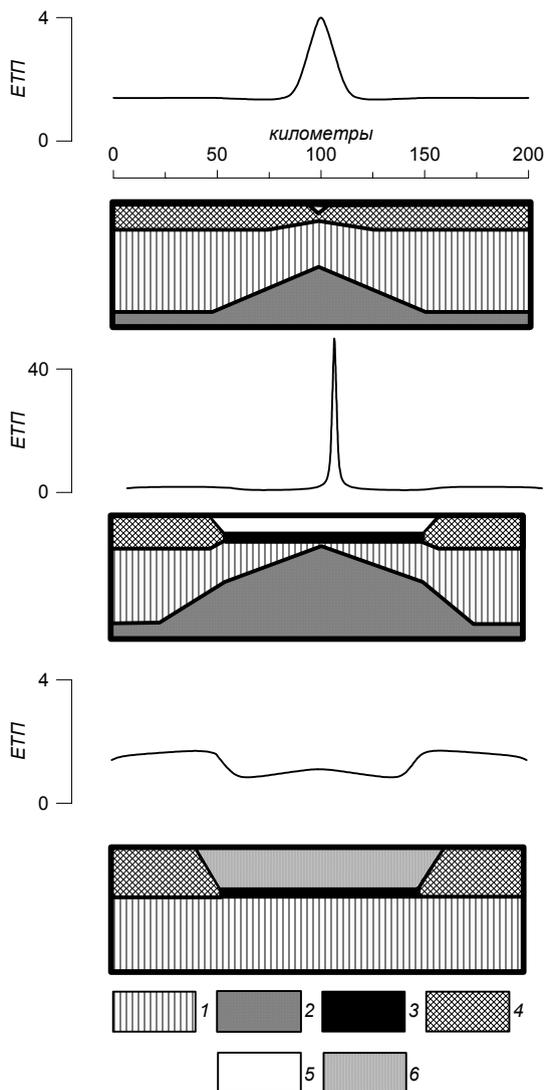


Рис.1.27. Пример неконсервативного геофизического поля: тепловые аномалии над структурой, развивающейся по цепочке "рифт - малый океан - локальная палеоось спрединга".

1 – литосфера, 2 – астеносфера, 3 – океанская кора, 4 – континентальная кора, 5 – вода, 6 – осадки.

На рис. 1.27, в хорошо видна одна из таких особенностей параметрического теплового поля над локальной палеооосью спрединга. Это - симметричные ступенчатые аномалии теплопотока на контактах континентальной и палеоокеанской литосферы. Такие аномалии объясняются различной теплопроводностью "гранитной" и "базальтовой" коры. Тепло, идущее из недр, легче распространяется через "гранитный" слой. Вследствие этого над краями континентальных блоков наблюдаются небольшие положительные аномалии теплопотока, а над краями палеоокеанского блока - сопряженные с ними отрицательные аномалии. Описанная структура параметрического теплового поля над локальной палеооосью спрединга служит косвенным индикатором предшествующих (рифтового и спредингового) этапов ее эволюции.

Сочетание двух подходов - прямого и косвенного - делает геофизический анализ эволюции литосферы универсальным средством. На завершающих этапах анализа (см. рис. 1.25) результаты обоих подходов сопоставляются, исходная гипотеза корректируется и вновь проходит проверку экспериментальными данными и теоретическими расчетами.

При условии достаточно полной и качественной геофизической изученности конкретного региона всегда имеется возможность чисто дедуктивным путем построить его геодинамическую модель, т.е. понять, когда, как и сколько времени эволюционировала его литосфера. Такая модель в дальнейшем может проверяться прямыми геологическими наблюдениями, а также сама направлять геологическое изучение региона.

Завершая рассмотрение методологических основ геофизического анализа эволюции литосферы, отметим три его главных принципа.

*1. Дедуктивный геофизический анализ эволюции литосферы эффективен лишь в сочетании с индуктивным обобщением геологических данных.*

Гипотеза о генезисе и стиле эволюции литосферы, лежащая в основе всех наших построений, как уже говорилось, чисто дедуктивна. В конечном итоге, она опирается на весь комплекс знаний о закономерностях эволюции литосферы, которые дала геологу современная геодинамика. Исходная гипотеза может быть и чисто умозрительной, но в этом случае трудно достичь хорошей сходимости и согласованности конечной геодинамической модели. Следовательно, чем обширнее наши индуктивные знания о геологии конкретного региона, тем полнее исходная дедуктивная гипотеза, тем корректнее последующий геофизический анализ и тем более качественной получится конечная геодинамическая модель.

*2. Геодинамическая модель литосферы, созданная на основе геофизического анализа, всегда неединственна.*

Как любой дедуктивный метод, геофизический анализ эволюции литосферы имеет естественные смысловые ограничения. Пользуясь им, мы не можем установить причину явления, а лишь способны отбраковать несостоятельные гипотезы и модели. Конкретно к нашему случаю: анализ может строго опровергнуть такую-то исходную гипотезу об эволюции литосферы конкретного региона, которую мы предложили, показав ее физическую несостоятельность и внутреннюю несогласованность. Но нам в принципе не удастся доказать, что такая-то предложенная нами гипотеза - единственно верная, даже если она прошла всю количественную проверку и дала на выходе согласованную геодинамическую модель (см. рис. 1.25). Ведь вполне может оказаться, что существуют другие гипотезы, помимо тестируемых, которые проходят проверку не хуже, но до которых мы просто не додумались в силу ограниченности наших знаний и воображения.

*3. Геофизический анализ не противопоставляется геологической интерпретации, а дополняет ее.*

Геофизический анализ ни в коей мере не призван конкурировать с традиционными геологическими методами палеогеодинамических реконструкций. В силу абстрактности любых геофизических построений, геологическая интерпретация всегда останется более однозначной и достоверной. Но подавляющее большинство объектов и процессов, принципиально важных для понимания геологической эволюции нашей планеты, останутся труднодоступными для прямого наблюдения в обозримом будущем. К таким объектам относится фундамент глубоких осадочных бассейнов, эволюции которых и посвящена данная книга.

## Глава 2

### Свидетельства океанской коры в фундаменте осадочных бассейнов

---

---

#### 2.1. “Базальтовые окна” континентов

Еще в конце 50 - х - начале 60 - х годов, после проведения первых региональных сейсмических и гравиметрических исследований, на территории СССР были выявлены обширные и глубокие впадины фундамента. Мощность осадочного чехла в этих впадинах была настолько велика, что первоначально поддавалась лишь грубой оценке; позднее удалось установить, что она составляет 12 – 15 км, а в некоторых случаях - превышает 20 км. Глубокие осадочные бассейны были оконтурены в северных и центральных районах Западной Сибири, на Баренцево-Карском шельфе и в Северном Прикаспии (рис. 2.1).

С легкой руки геофизиков за такими структурами закрепилось не вполне точное, но очень образное название - “*базальтовые окна*”.

Хотя глубокие осадочные бассейны расположены в пределах материковых платформ и шельфа, т.е. в регионах с заведомо континентальной литосферой, сразу же была отмечена структурно-вещественная аномальность их фундамента: сокращенная мощность коры в целом, при которой на консолидированную часть (между поверхностями Мохоровичича и фундамента, без осадочного чехла) приходится всего 10 – 15 км; высокие скорости  $P$ -волн в фундаменте; высокая плотность, определяемая качественной и количественной интерпретацией гравитационных аномалий [Деменицкая и Михайлов, 1958; Игнатова, 1966; Верба, 1969; Волк и Зацепин, 1972; Гусев, 1975].

Помимо этого, с общих тектонофизических позиций казалось маловероятным, чтобы обычная континентальная кора могла погрузиться на столь значительную глубину лишь за счет веса осадков, без воздействия дополнительных, причем решающих факторов - растяжения, уплотнения и утяжеления коры [Артемьев и Артюшков, 1968]. Одновременно бурно развивалась морская геофизика, откуда пришли сведения о сходных структурах с аномально мощным осадочным чехлом - пассивных континентальных окраинах, прогибание которых однозначно связывалось с остыванием и погружением океанской литосферы на контакте с материком [Кинсмен, 1978].

Таким образом постепенно, за счет притока данных из разных областей тектоники и геофизики, становилось все более очевидным, что в основании наиболее погруженных частей материковых осадочных бассейнов залегает “безграничная” кора, тождественная океанской (или, во всяком случае, очень с ней сходная). Ее осторожно называли “субокеанической” или “субконтинентальной”, но обилие новых терминов не меняло сути дела, а сам феномен требовал объяснения.

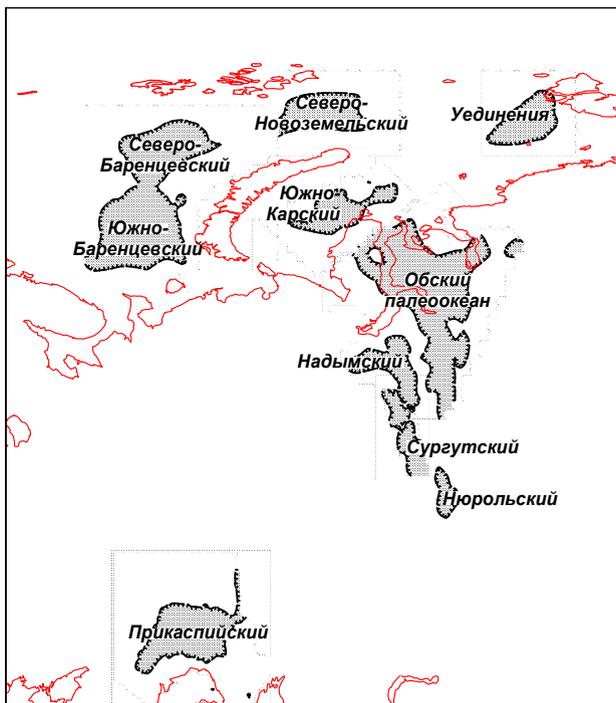


Рис. 2.1. Глубокие осадочные бассейны территории бывшего СССР.

Обнаружение глубоких осадочных бассейнов совпало по времени с эпохой борьбы фиксизма и мобилизма в советской геологии. Примечательно, что установленное геофизическое сходство их коры с океанской, с энтузиазмом использовали для доказательства своей правоты сторонники обоих направлений. Например, Б.В.Гусев в пионерской для своего времени работе о сходстве магнитного поля Западной Сибири с океанским [Гусев, 1975] отстаивал на этом основании гипотезу об океанской природе фундамента региона, а Т.Н.Симоненко почти одновременно использовала тот же факт для

отрицания инверсионной природы океанского магнитного поля и концепции спрединга в целом [Симоненко, 1968].

Уже в 1964 году В.Е.Хаин дал точное и поразительно отвечающее современной трактовке определение тектонической природы глубоких осадочных бассейнов с “безграничной” корой. Он писал, что *“... эти впадины миновали геосинклинальную стадию развития и из состояния океанической платформы непосредственно превратились в участки материковой платформы путем нарастания мощности осадочного покрова”* [Хаин, 1964]. Позднее на тектонических картах глубокие осадочные бассейны, лежащие, как правило, на продолжении разновозрастных складчатых поясов, получили название *“областей (зон) незавершенной складчатости”* [Пейве и др., 1976].

Поскольку основными средствами познания тектонической эволюции глубоких осадочных бассейнов были и остаются геофизические данные, поначалу казалось, что именно недостаток и низкое качество геофизической информации являются основными причинами того, что вопрос о генезисе бассейнов долгое время оставался открытым. Однако данные за последние 10 – 15 лет появились, более того - самые совершенные технические средства и лучшие умы геофизиков сосредоточились на решении частных проблем бассейнового анализа, а ответов на ключевые вопросы генезиса, эволюции и нефтегазоносности осадочных бассейнов, к сожалению, пока так и не получено.

Мы неизбежно приходим к выводу, что главной причиной, тормозившей изучение осадочных бассейнов, был не столько недостаток данных, сколько убогость средств их интерпретации. Разумеется, речь идет не только и не столько о технических, алгоритмических и программных средствах интерпретации, сколько о самой концептуальной геологической основе геофизического анализа.

Перечислим наиболее серьезные концептуальные просчеты, допущенные в предшествующих геофизических интерпретациях глубоких осадочных бассейнов.

Прежде всего, представляется методологически неверным искать какие-либо аналогии между геофизическими характеристиками осадочных бассейнов и их складчатого обрамления [Дедеев, 1958]. Ведь если бы такие аналогии существовали, не было бы осадочных бассейнов в том структурном виде, как они есть. Геодинамическая индивидуальность осадочных бассейнов, особенно их глубоких частей, должна обусловить (и обуславливает) индивидуальные геофизические характеристики, аналогии которым надо искать не в ближайшем складчатом обрамлении, а в эволюционном ряду геодинамических обстановок, через которые прошла структура, прежде чем стать осадочным бассейном (см. главу 1).

Бессмысленно уповать на то, что однозначность геофизических интерпретаций повысится в будущем за счет неких априорных данных, имея при этом в виду данные о вещественном составе и физических свойствах пород фундамента осадочных бассейнов. К сожалению, эти данные по вполне очевидным причинам не появятся никогда, во всяком случае, в том количестве и качестве, которое удовлетворило бы геофизика-интерпретатора. Поэтому тезис о необходимости априорных данных, вполне разумный в разведочной геофизике, в региональной геофизике чаще всего является ничем иным, как попыткой попросту уйти от проблемы, отложив ее решение на неопределенный срок.

Неправомерно также прямое сопоставление геофизических характеристик современных и древних структур одного и того же геодинамического типа (например, рифтов и палеорифтов [Сурков и др., 1984]). В главе 1 было показано, что геофизические поля могут быть (и, как правило, бывают) неконсервативными. В этом случае их геоисторической интерпретации должно предшествовать моделирование эволюции литосферы, и только после этого сопоставление параметрических и реальных геофизических полей будет корректным.

Наконец, долгое время предполагалось, что укрупнение масштабов, увеличение точности и детальности геофизических измерений неизбежно ведет к локализации решаемых с их помощью геологических задач, а для регионального палеогеодинамического анализа вполне достаточно информации, содержащейся в геофизических съемках низкой детальности. Время показало ошибочность этих представлений. Для геофизического анализа эволюции осадочных бассейнов (как, впрочем, для решения любой сложной и масштабной геологической задачи) необходим совместный учет глобальных, региональных и локальных факторов. Детальность высокоточных геофизических измерений может быть успешно реализована при решении не только локальных, но и сугубо региональных геологических задач. Современные крупномасштабные геофизические съемки (прежде всего - магнитные и гравиметрические) несут богатейшую и принципиально новую информацию о палеогеодинамике литосферы, отсутствующую в съемках низкой детальности. Основной вопрос - как эту информацию надежно зарегистрировать, выделить из сложного полигеничного геофизического поля и проинтерпретировать в палеогеодинамическом ключе.

Ниже рассматриваются геофизические свидетельства существования палеоокеанской коры в фундаменте глубоких осадочных бассейнов, полученные путем углубленной комплексной интерпретации сейсмических, магнитных и гравиметрических данных в северных районах Западной Сибири, в пределах Баренцево-Карского шельфа и Северного Прикаспия.

## 2.2. Структура поверхности фундамента и мощность консолидированной коры

В северных районах Западной Сибири поверхность фундамента (рис. 2.2, а) в целом погружается от обрамления к центру бассейна и с юга на север. Область максимального погружения

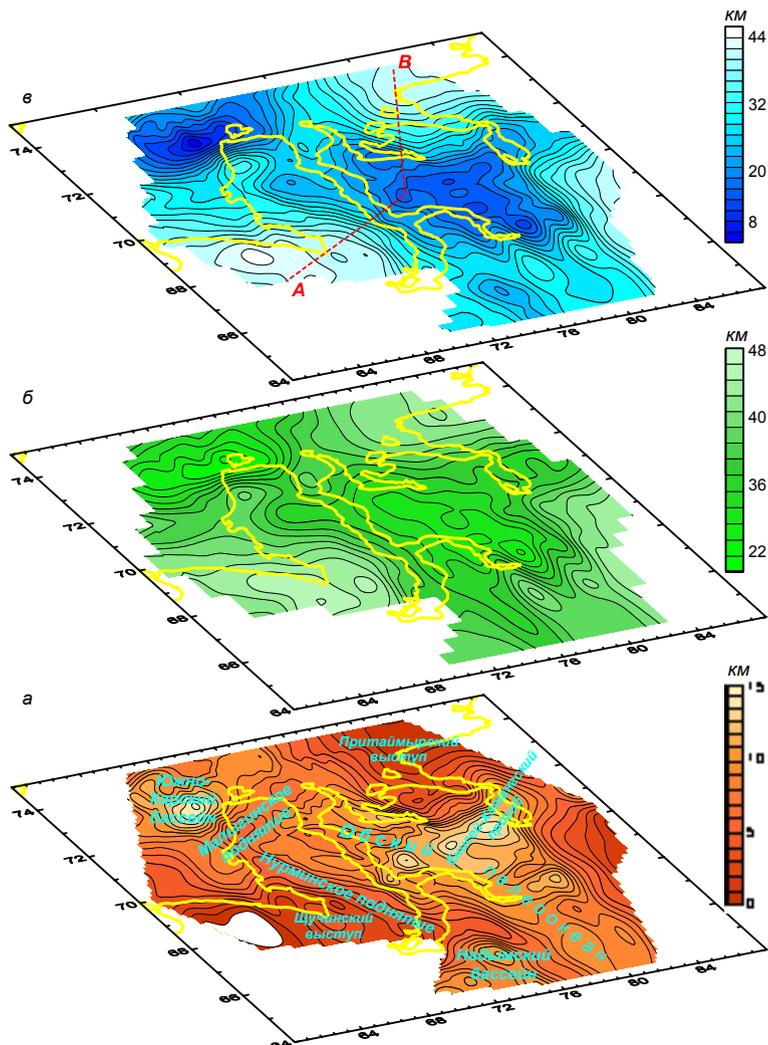


Рис. 2.2. Рельеф поверхности фундамента (а), рельеф поверхности Мохоровичича (б) и мощность консолидированной коры (в) в северных районах Западной Сибири.

фундамента (в среднем 8 – 10 км) соответствуют Ямало-Гыданской синеклизе [Нестеров и др., 1984], особенно зоне ее сочленения с Енисей-Хатангским прогибом (до 14 – 15 км). Эта наиболее погруженная часть Западно-Сибирского бассейна соответствует “впечатанному” в фундамент реликтовому блоку раннемезозойской палеоокеанской литосферы, названному Обским палеоокеаном [Аплонов, 1986, 1987; Arloпов, 1988].

С юго-запада депрессия Обского палеоокеана - Енисей-Хатангского прогиба ограничивается Нурминским поднятием (глубина поверхности фундамента 4 – 6 км), с северо-востока - Притаймырским выступом (3 – 4 км), с юго-востока - Мессояхским выступом (около 8 км). На северо-западе Обский палеоокеан отделяется Малыгинским поднятием (5 – 6 км) от глубокого Южно-Карского бассейна (до 14 км). В юго-западной части региона выделяется еще один глубокий бассейн - Надымский (10 – 12 км).

Суммарная мощность коры (рис. 2.2, б) в северных районах Западной Сибири уменьшается до 28 – 30 км под Обским палеоокеаном и до 24 – 26 км под Южно-Карским бассейном. Средняя мощность коры за пределами Обского палеоокеана возрастает до 38 – 40 км, достигая 44 – 46 км в пределах Щучинского и Притаймырского выступов, а также погруженной западной окраины древней Сибирской платформы.

Таким образом, мощность консолидированной коры (между поверхностями фундамента и Мохоровичича, без осадочного чехла) под Обским палеоокеаном уменьшается до 16 – 20 км, а под Южно-Карским бассейном - до 10 – 12 км (рис. 2.2, в).

На рис. 2.3, а приведена карта рельефа поверхности фундамента *Баренцево-Карского шельфа*. В восточной части Баренцевского шельфа выделяются два глубоких осадочных бассейна - Южно- и Северо-Баренцевский с глубиной залегания фундамента, соответственно, 18 и 16 км. Существуют новые, пока не уточненные данные ШГСП (широкоугольного глубинного сейсмического профилирования), по которым глубина фундамента в Южно-Баренцевском бассейне оценивается в 22 – 23 км [Коган и Мурзин, 1997]. С запада бассейны ограничивает меридиональная цепочка поднятий с глубиной фундамента около 6 км - Федынского, Центрально-Баренцевского и Персея; с востока - складчатые сооружения Новой Земли и поднятие Адмиралтейства.

Северо-Баренцевский бассейн отделяется от Южно-Баренцевского Лудловской седловиной (глубина фундамента около 12 км), а на севере переходит через Северо-Новоземельскую седловину (10 км) в Северо-Новоземельский бассейн Карского шельфа (до 12 км). Последний, в свою очередь, через депрессию Шмидта (6 км) между поднятиями Ушакова и Визе соединяется с глубочайшим прогибом северной части Карского шельфа - бассейном Уединения (до 18 км). На этом основании некоторые исследователи



Под глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа суммарная мощность коры (рис. 2.3, б) уменьшается до 26 – 30 км. Таким образом, на долю консолидированной коры (см. рис. 2.3, б) здесь приходится от 8 – 12 км (бассейны Уединения, Южно-Баренцевский и Южно-Карский) до 18 км (Северо-Новоземельский бассейн).

*Прикаспийский бассейн* расположен на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы. В плане он представляет собой  $\sigma$ -образную впадину фундамента (форма, типичная для pull-apart basin [Allen&Allen, 1993]) с глубиной в осевой части до 23 км (рис. 2.4, а). С севера бассейн ограничивают Жигулевский и Соль-Илецкий выступы Волго-Уральского массива (2 – 4 км), с запада - Воронежский массив (до 2 км). Южным ограничением Прикаспийского бассейна служат Астраханский и Бийкжальский выступы (около 6 км); с юга на них надвинуты складчатые сооружения кряжа (поднятия) Карпинского. На востоке Прикаспийский бассейн раскрывается в Предуральский прогиб, а на северо-западе с ним соединяется Пачелмский палеорифт - один из рифейских авлакогенов Восточно-Европейской платформы [Валеев, 1978]. В меридиональном сечении Прикаспийский бассейн асимметричен, его северный склон (со стороны Волго-Уральского массива) круче, чем южный.

Поверхность М (рис. 2.4, б) под центральной частью Прикаспийского бассейна воздымается до 32 – 34 км. При сравнении схем глубин залегания поверхностей фундамента и М видно неполное совпадение областей наиболее погруженного фундамента и аномально тонкой коры. На северном и западном ограничениях бассейна (соответственно, в сторону Волго-Уральского и Воронежского массивов) мощность коры увеличивается до 40 км. С юга, со стороны Бийкжальского и Астраханского выступов, в пределы Прикаспийского бассейна заходит треугольный в плане блок аномально мощной (до 44 – 45 км) коры. Юго-восточный угол этого блока сливается с “корнем” Южного Урала (мощность коры до 50 км), а по северо-западному углу происходит разворот зоны аномально тонкой коры Прикаспийского бассейна с меридионального простирания на широтное. На востоке аномально тонкая кора Прикаспийского бассейна резко срезается “корнем” Урала.

Область аномально тонкой (10 – 12 км) консолидированной коры в Прикаспийском бассейне (рис. 2.4, в) в плане точно повторяет  $\sigma$ -образный изгиб депрессии фундамента (см. рис. 2.4, а), но оказывается несколько более узким за счет отмеченной асимметрии южно-го и северного бортов бассейна.

Таким образом, общими структурными характеристиками рассмотренных осадочных бассейнов являются: (1) аномально глубокое погружение поверхности фундамента, (2) значительный подъем поверхности Мохоровичича, и (3) аномально сокращенная

мощность консолидированной коры между поверхностями фундамента и Мохоровичича.

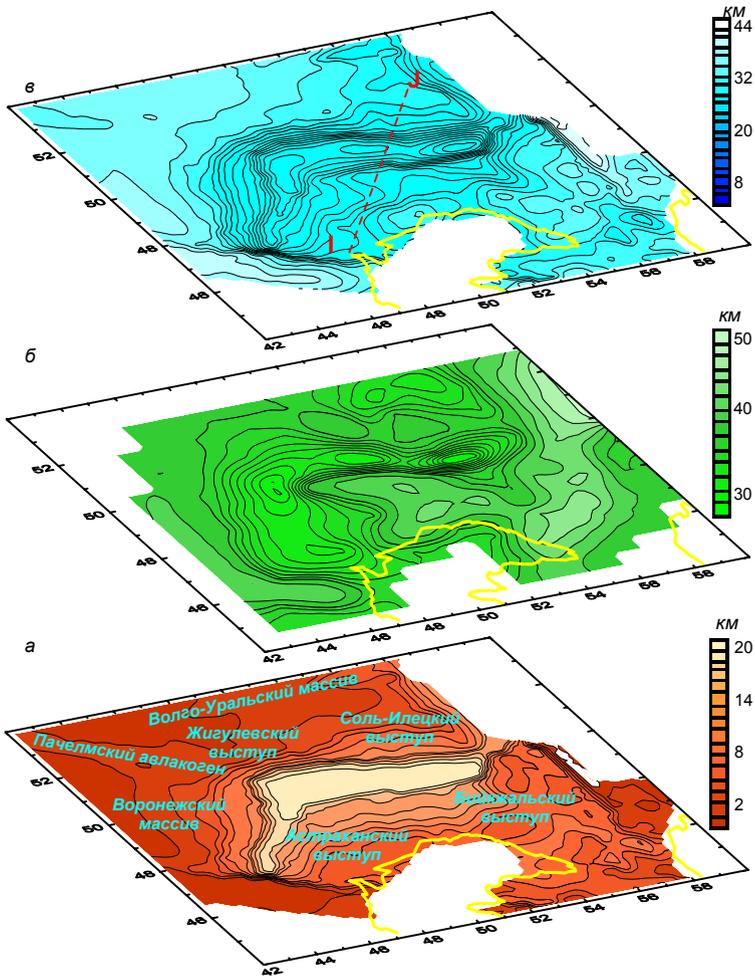


Рис. 2.4. Рельеф поверхности фундамента (а), рельеф поверхности Мохоровичича (б) и мощность консолидированной коры (в) Прикаспийского бассейна.



соответствующие блоки показаны двусторонними стрелками). Обычно это сопровождается асимметрией склонов поверхности фундамента в бортовых частях осадочных бассейнов.

Главный вывод, к которому мы приходим, изучая глубинную структуру осадочных бассейнов – что *кора их наиболее погруженных частей по любой из принятых классификаций никак не может быть отнесена к континентальному типу*. В некоторых случаях по мощности консолидированной части (8 – 12 км) она прямо сопоставима с океанской корой: например, в Южно-Баренцевском, Южно-Карском и Прикаспийском бассейнах, а также в бассейне Уединения. В других случаях (Северо-Баренцевский и Северо-Новоземельский бассейны, а также Обский палеоокеан) мощность консолидированной коры составляет 16 – 18 км. Это больше мощности “стандартной” океанской коры, но все равно значительно меньше мощности континентальной коры, даже сильно утоненной материковым рифтингом. По чисто структурным характеристикам такие бассейны с “промежуточной” мощностью коры (уже не континентальной, но еще не океанской) наиболее близко сопоставимы с современными пасивными окраинами континентов [Буалло, 1985] и задуговыми бассейнами [Honza, 1995; Parson & Wright, 1996].

### **2.3. Гравитационное поле и плотность консолидированной коры**

Согласно данным сейсморазведки ГСЗ и КМПВ [Волож и др., 1975; Тальвирский, 1976; Чернышев и др., 1978; Кунин и Иогансон, 1984; Карус и др., 1984; Егоркин и др., 1988; Боголепов и др., 1990; Павленкин и др., 1993; Морозова и др., 1995; Дараган-Сущева и др., 1996; Егоркин и др., 1996], в фундаменте наиболее погруженных частей глубоких осадочных бассейнов скорость  $P$ -волн возрастает до 6,8 – 7,1 км/с по сравнению с 6,0 – 6,5 км/с в пределах выступов фундамента. И наоборот, граничные скорости  $P$ -волн на подошве (поверхности Мохоровичича) аномально тонкой коры глубоких осадочных бассейнов уменьшаются до 7,7 – 7,9 км/с по сравнению с 8,2 – 8,4 км/с в областях коры “нормальной” мощности.

Пожалуй, никакие другие геофизические данные по осадочным бассейнам не были предметом столь длительной и оживленной дискуссии и не толковались так противоречиво, как данные глубинной сейсмологии. Но в целом все исследователи, делая естественные поправки на достоверность интерпретации данных ГСЗ и КМПВ, сходились в том, что повышенные скорости  $P$ -волн в фундаменте осадочных бассейнов свидетельствуют о его повышенной основности, а низкоскоростные зоны в верхней мантии – о наличии остаточных разуплотнений мантии (“рифтовых подушек”) под осадочными бассейнами. Такое формальное согласие, естественно,

ничуть не мешало сейсмикам придерживаться противоположных взглядов на геодинамику глубоких осадочных бассейнов.

Одновременно геофизики, занимающиеся интерпретацией поля силы тяжести над осадочными бассейнами [Сурков и Морсин, 1971; Волк и Зацепин, 1972; Аглонов, 1985, 1987; Пискарев и др., 1994], обратили внимание на часто наблюдающееся обратное соотношение между рельефом поверхности фундамента и региональным уровнем гравитационного поля. Эта особенность хорошо видна для северных районов Западной Сибири (рис. 2.8): депрессии Обского палеоокеана почти точно соответствует область положительных гравитационных аномалий интенсивностью до 30 – 40 мГал. Еще более выразительна структура поля силы тяжести Прикаспийского бассейна (рис. 2.10). Его бортовые части четко оконтуриваются переходом от положительных аномалий гравитационного поля Волго-Уральского и Воронежского массивов к отрицательным аномалиям над самим бассейном. Однако над западной и центральной частями бассейна, где фундамент погружен до максимальных глубин (20 км и более) и где, исходя из “структурных” соображений, мы должны ожидать максимального понижения уровня поля силы тяжести, наблюдается, напротив, региональная положительная гравитационная аномалия (известная как “Аралсорский максимум”) амплитудой около + 20 мГал.

Таким образом, имеются две независимые группы фактов, косвенно указывающих на “безграничный” состав фундамента глубоких осадочных бассейнов. Первая - это повышенные скорости  $P$ -волн в фундаменте. Они регистрируются по редкой сети профилей и точек, достоверность оценки скоростей оставляет желать лучшего из-за низкого качества данных, а интерпретация возможна, как правило, лишь в двумерном (профильном) варианте. Вторая группа фактов - повышенный уровень гравитационного поля над наиболее погруженными частями осадочных бассейнов. Данные современных гравиметровых съемок достаточно точны и детальны, они допускают трехмерную (площадную) интерпретацию. Правда, в истолковании гравитационного поля всегда остается неоднозначность: источником положительных аномалий силы тяжести может быть как уплотнение консолидированной коры, так и подъем верхней мантии под осадочным бассейном.

Мы предприняли попытку количественной оценки вариаций плотности фундамента под глубокими осадочными бассейнами и их обрамлением по гравиметрическим и сейсмическим данным. Для этой цели использовался метод корреляционного анализа геофизических аномалий (КОМР), идея которого предложена в 1977 году В.И.Шрайбманом [Шрайбман и др., 1977], а алгоритмическое и программное обеспечение разработано в 1993/94 гг. в Центре геодинамических исследований ТЕТИС.

Метод КОМП первоначально разрабатывался для прогноза лишь структурных неоднородностей разреза, однако, при некоторой модификации его идеологии и алгоритма, он позволяет также дать численную характеристику латеральных вариаций плотности коры выше и ниже основных границ раздела. Физическая основа метода - поиск корреляционных связей между рельефом и избыточной плотностью границ раздела с разночастотными аномалиями силы тяжести с последующей независимой проверкой решений на эталонных объектах.

Блок-схема метода КОМП приведена на рис. 2.6. Технология метода сводится к разделению исходного гравитационного поля  $\Delta g$  на две составляющие: региональную (фоновую)  $\Delta g_\phi$  и локальную (остаточную)  $\Delta g_{ocm}$

$$\Delta g_{ocm} = \Delta g - \Delta g_\phi \quad (2.1)$$

таким образом, чтобы обеспечивалась наиболее тесная и устойчивая корреляционная связь между  $\Delta g_{ocm}$  и глубиной фундамента  $h$

$$abs [R(\Delta g_{ocm}; h)] \rightarrow max \quad (2.2)$$

и между  $\Delta g_\phi$  и плотностью фундамента  $\sigma$ :

$$abs [R(\Delta g_\phi; \sigma)] \rightarrow max \quad (2.3)$$

На рис. 2.7 показаны спектральные характеристики гравитационного поля над глубокими осадочными бассейнами севера Западной Сибири (Обский палеоокеан) и Прикаспийским (карты аномальных полей - на рис. 2.8 и 2.10). Видно, прежде всего, что спектры однотипны: в исходном гравитационном поле обоих бассейнов выделяются по три главных составляющих, условно - коротковолновые (КВ), средневолновые (СВ) и длинноволновые (ДВ).

Частотно-амплитудные характеристики аномальных составляющих над разными бассейнами, естественно, различны.

Над Обским палеоокеаном наиболее энергоемкая - ДВ-составляющая гравитационного поля, аномалии которой имеют длины волн 150 – 200 км и амплитуды 20 – 30 мГал. Аномалии СВ-составляющей вдвое менее интенсивны (около 10 мГал) и характеризуются длиной волны 70 – 110 км. Наконец, аномалии КВ-составляющей имеют длину волны около 10 км и амплитуду до 5 мГал.

Над Прикаспийским бассейном, наоборот, аномалии КВ-составляющей гравитационного поля (20 – 50 км) наиболее интенсивны (20 – 25 мГал). Аномалии СВ-составляющей (80 – 100 км) и ДВ-составляющей (140 – 170 км) характеризуются примерно равной амплитудой 10 – 15 мГал.

Количественная интерпретация гравитационных аномалий над глубокими осадочными бассейнами позволяет предполагать, что источники аномалий ДВ- и СВ-составляющих имеют здесь одинаковую природу. Аномалии ДВ-составляющей отражают плотностные

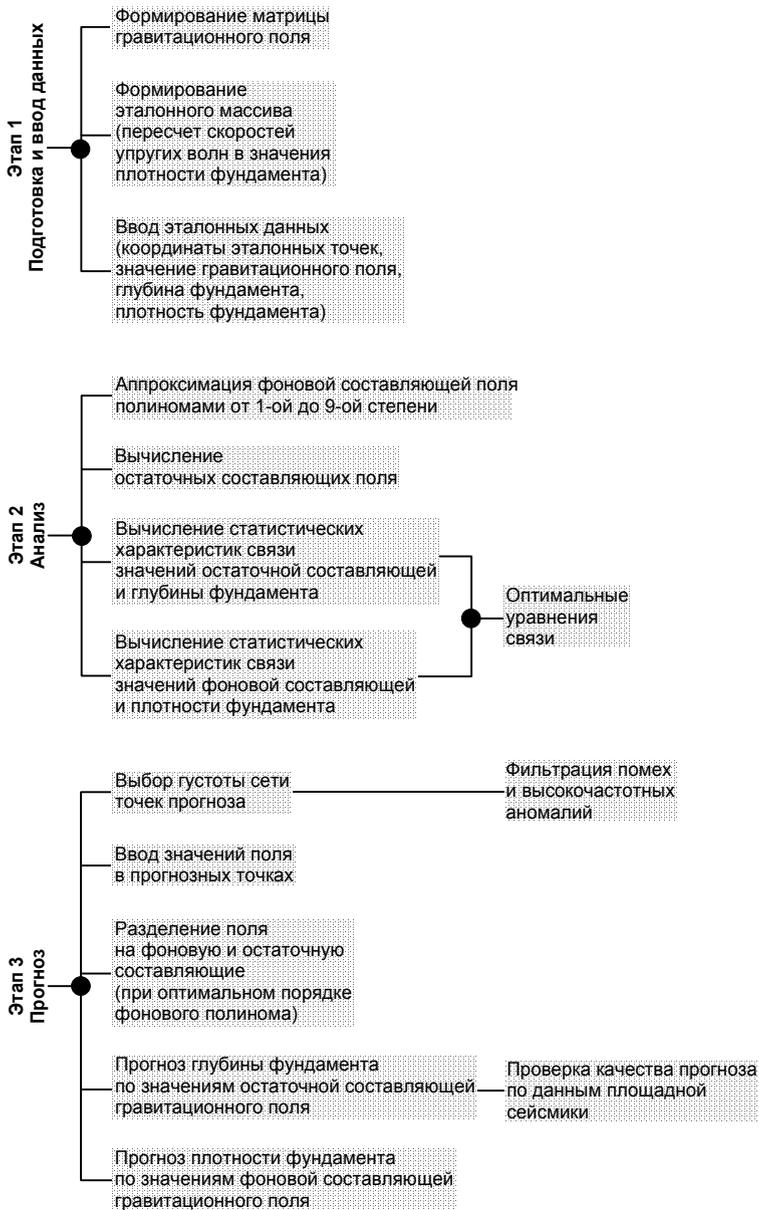


Рис. 2.6. Блок-схема метода корреляционного анализа геофизических аномалий (КОМР).

неоднородности консолидированной коры (фундамента), а аномалии СВ-составляющей - рельеф его поверхности. Различия частот и амплитуд аномалий обеих составляющих объясняются разной глубиной возмущающего объекта (фундамента) на севере Западной Сибири и в Прикаспийском бассейне.

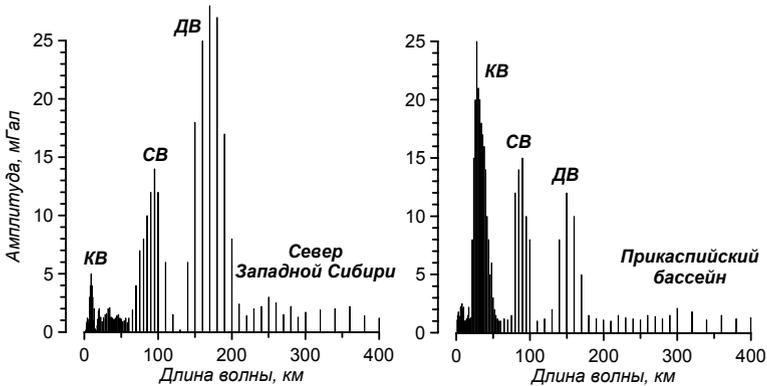


Рис. 2.7. Спектральные характеристики гравитационного поля над Обским палеоокеаном (север Западной Сибири) и Прикаспийским бассейном.

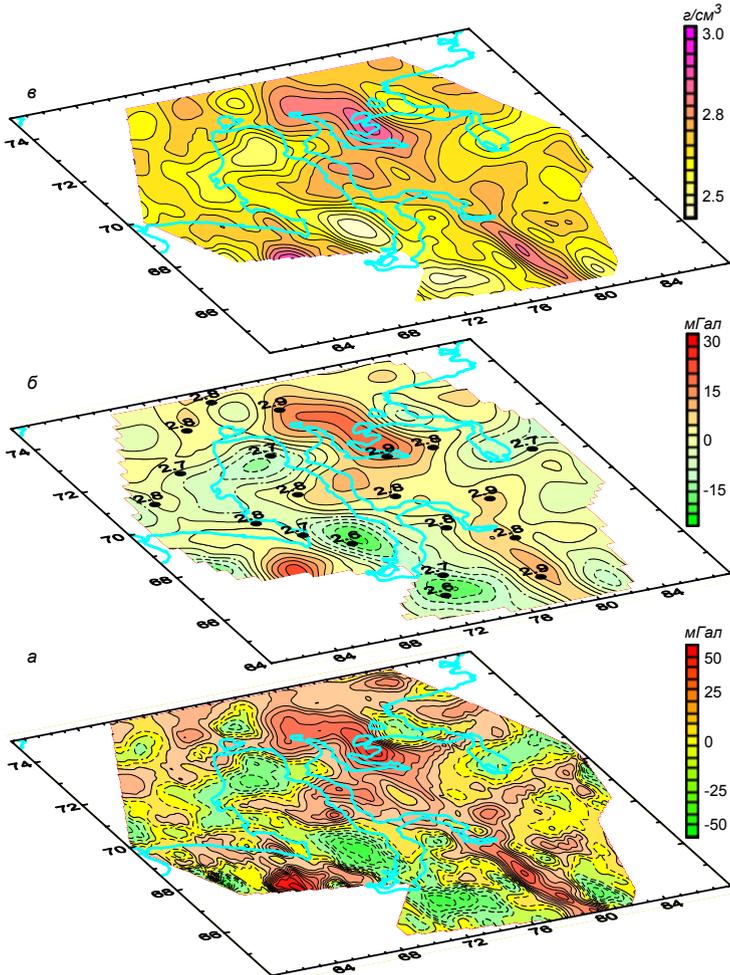
Составляющие: ДВ – длинноволновая, СВ – средневолновая, КВ – коротковолновая.

Природа КВ-составляющих гравитационного поля над Обским палеоокеаном и Прикаспийским бассейном резко различна. В первом случае низкоамплитудные аномалии КВ-составляющей отражают преимущественно слабоконтрастные плотностные неоднородности в осадочном чехле. В Прикаспийском же бассейне наблюдается четкое пространственное совпадение изометричных КВ-аномалий с вершинами соляных куполов, резко отличающихся по плотности от вмещающих пород надсолевого комплекса осадочного чехла. Эти КВ-аномалии настолько интенсивны, что просматриваются даже на мелкомасштабной карте гравитационного поля Прикаспийского бассейна (см. рис. 2.10).

Метод КОМП (см. рис. 2.6) позволяет количественно проверить предположение о связи аномалий ДВ- и СВ-составляющих гравитационного поля, соответственно, с вариациями плотности и рельефом поверхности фундамента. Предварительно отметим, что аномальные составляющие гравитационного поля как над Обским палеоокеаном, так и над Прикаспийским бассейном четко разделены минимумами спектра - так называемыми “базисными уровнями” (см рис. 2.7). Это в какой-то степени служит гарантией минимальных частотно-амплитудных искажений аномалий, неизбежных при любой трансформации поля. При разделении исходного гравитационного поля  $\Delta g$  в качестве региональной (фоновой)  $\Delta g_{\phi}$  выступает ДВ-

составляющая, а в качестве локальной (остаточной)  $\Delta g_{ост}$  - СВ-составляющая. Аномалии КВ-составляющей исключаются из рассмотрения путем разрежения сети прогнозных точек (см. рис. 2.6).

На рис. 2.8 приведена карта ДВ-составляющей гравитационного поля  $\Delta g_{\phi}$  над Обским палеоокеаном. Фоновая составляющая  $\Delta g_{\phi}$  аппроксимирована полиномом 5-ой степени. В качестве эталона



Рис

2.8. Гравитационное поле (а), его длинноволновая составляющая (б) и схема плотностной неоднородности консолидированной коры (в) северных районов Западной Сибири. На карте длинноволновой составляющей показаны эталонные точки с известными скоростями Р-волн (км/с)

для выяснения природы источника ДВ-составляющей использованы 20 точек (показаны на рис. 2.8), в которых по данным сейсморазведки ГСЗ и КМПВ известны скорости  $P$ -волн в фундаменте. Высокие значения последних, как уже сказано, рассматриваются в качестве свидетельства повышенной основности коры, залегающей в основании глубоких осадочных бассейнов. Скорости  $P$ -волн  $V_p$  пересчитывались в плотности  $\sigma_{эм}$  с использованием соотношения

$$V_p = V_o [\exp 0,5 \times (\sigma_{эм} - 2,6)] \quad (2.4),$$

где  $V_o = 5,45$  км/с [Физические свойства..., 1984]. Разностная СВ-составляющая гравитационного поля  $\Delta g_{осм}$  сопоставлялась с глубиной залегания фундамента, известной по данным сейсморазведки МОГТ (75 эталонных точек).

Рис. 2.9 демонстрирует корреляционную связь аномалий ДВ-составляющей гравитационного поля над Обским палеоокеаном  $\Delta g_{ф}$

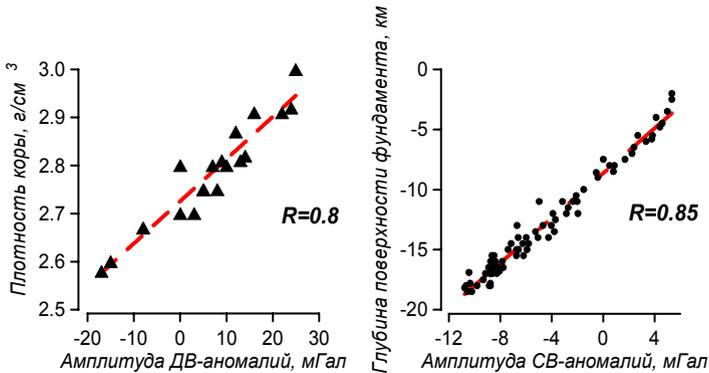


Рис. 2.9. Корреляция между составляющими гравитационного поля, плотностью и глубиной фундамента над Обским палеоокеаном.

с плотностью фундамента  $\sigma$  и аномалий СВ-составляющей  $\Delta g_{осм}$  - с глубиной его поверхности  $h$ . Уравнения регрессии, полученные с выполнением условий (2.2) – (2.3), следующие:

$$\sigma (\text{г/см}^3) = 0,025 \times \Delta g_{ф} (\text{мГал}) + 2,8 \quad (2.5)$$

$$h (\text{км}) = 0,92 \times \Delta g_{осм} (\text{мГал}) - 8,6 \quad (2.6)$$

Уравнения регрессии типа (2.5) получены для каждого глубокого осадочного бассейна, после чего методом КОМП проведен прогноз значений плотности консолидированной коры (фундамента) в регулярную сеть точек. Результирующие схемы плотностных неоднородностей коры приведены на рис. 2.8, 2.10 и 2.11.

На севере Западной Сибири (см. рис. 2.8) область аномально плотной (до  $2,9 - 3,0$  г/см<sup>3</sup>) коры в целом соответствует меридио-

нальной, расширяющейся к северу депрессии Обского палеоокеана. Минимальные значения плотности (около  $2,6 \text{ г/см}^3$ ) отвечают Нурминскому и Малыгинскому поднятиям (см. рис. 2.2).

В Прикаспийском бассейне (рис. 2.10) помимо основной области аномально плотной коры (до  $3,1 \text{ г/см}^3$ ), совпадающей с зоной наибольшего погружения фундамента, выделяется дополнительная секущая область уплотнения коры. Северо-западнее Прикаспийского бассейна она совпадает с Пачелмским палеорифтом, а юго-восточнее - огибает Бийжальский выступ и не находит отражения в рельефе поверхности фундамента (см. рис. 2.4). Минимальную среднюю плотность ( $2,5 - 2,6 \text{ г/см}^3$ ) имеет кора Жигулевского, Соль-Илецкого и Астраханского выступов.

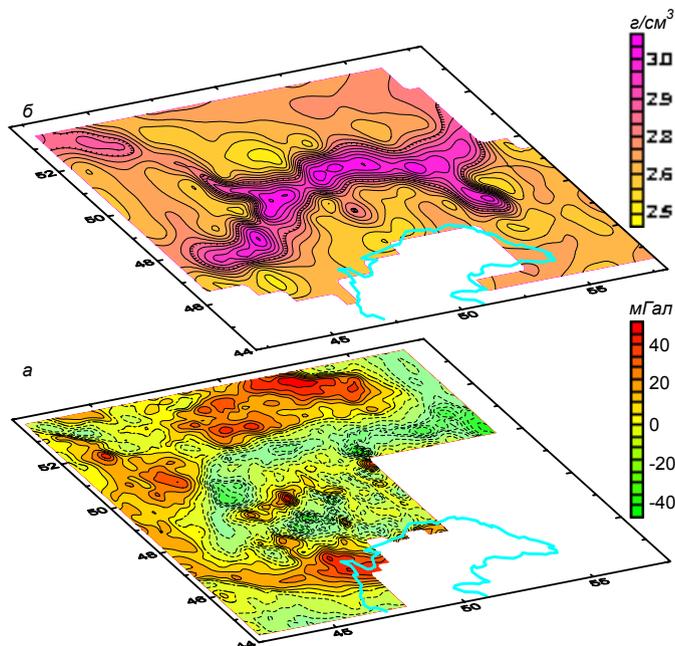


Рис. 2.10. Гравитационное поле (а) и схема плотностной неоднородности консолидированной коры (б) Прикаспийского бассейна.

На Баренцево-Карском шельфе (рис. 2.11) наблюдается практически точное совпадение областей аномально плотной коры (до  $3,1 \text{ г/см}^3$ ) с глубокими депрессиями фундамента (см. рис. 2.3). Некоторые несоответствия отмечаются в восточной части Северо-Баренцево-Карского бассейна, где в погруженном глубже 12 км фундаменте выделяется небольшой блок коры с низкой плотностью ( $2,6 - 2,7 \text{ г/см}^3$ ), а также в северо-восточной части Южно-Карского бассейна - здесь область аномально плотной коры ( $3,0 - 3,1 \text{ г/см}^3$ ) попадает на

склон Северо-Сибирского поднятия и Притаймырского выступа. Кора с минимальной средней плотностью ( $2,6 - 2,7 \text{ г/см}^3$ ) соответствует приподнятым блокам фундамента.

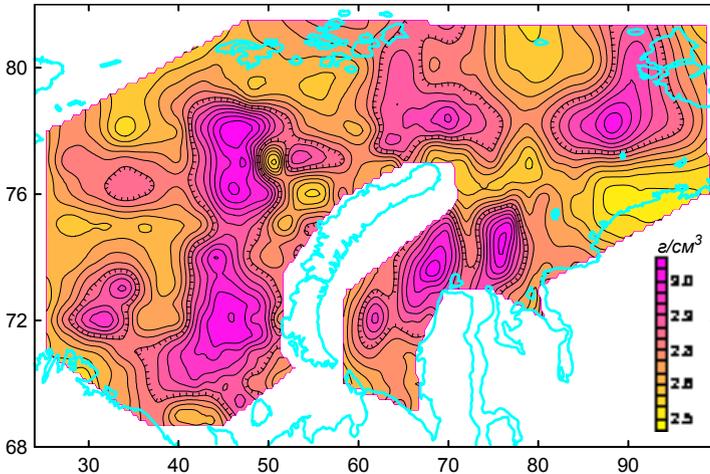


Рис. 2.11. Схема плотностной неоднородности консолидированной коры Баренцево-Карского шельфа.

Таким образом, если раньше общим качественным признаком глубоких осадочных бассейнов было обратное соотношение рельефа поверхности фундамента и региональных гравитационных аномалий, то теперь достаточно строгая количественная интерпретация гравитационных аномалий дает очередное весомое подтверждение палеоокеанской природе коры, залегающей в основании глубоких осадочных бассейнов. Рассчитанная средняя плотность консолидированной коры осадочных бассейнов оказывается настолько значительной ( $2,9 - 3,1 \text{ г/см}^3$ ), что, даже с учетом возможных погрешностей метода, пропадает всякая возможность классифицировать эту кору как континентальную, пусть даже с резко увеличенной основностью за счет материкового рифтинга.

За редкими исключениями, почти всегда объяснимыми погрешностями трансформации гравитационного поля, области развития аномально плотной коры в точности соответствуют зонам максимального погружения поверхности фундамента.

Заслуживает отдельного внимания тот факт, что в Прикаспийском бассейне (см. рис. 2.10) область распространения аномально плотной коры выходит за пределы глубокой  $\sigma$ -образной депрессии, соответствующей зоне максимального погружения фундамента (см. рис. 2.4). В настоящее время сосуществуют две основные точки зрения на тектоническую природу и возраст Прикаспийской впадины:

первая связывает ее образование с рифейским рифтингом Восточно-Европейской платформы [Волож и др., 1999], вторая - с девонским рифтингом, проникшим в пределы юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы со стороны Палеотетиса и отколовшим от нее континентальный блок Устюрта [Зоненшайн и др., 1990; Vochagova et al., 1993]. Результаты интерпретации скрытых линейных магнитных аномалий над Прикаспийским бассейном, о которых пойдет речь в главе 3, подтверждают вторую точку зрения, однако при этом не отрицают унаследованность девонского центра спрединга, обнаруженного в основании наиболее глубокой части бассейна, от области рифтинга более ранней генерации. В этой связи примечательно, что в случае “закрытия” области аномально плотной коры, соответствующей  $\sigma$ -образной депрессии Прикаспийского бассейна, дополнительные области уплотненной коры, первая - соответствующая Пачелмскому авлакогену, и вторая - расположенная к востоку от Бийжальского выступа, естественным образом сольются. Возможно, эти области и являются следом рифейского дивергентного шва, унаследованного девонским рифтингом и спредингом Прикаспийского бассейна.

#### **2.4. Шовные зоны фундамента**

Рассматривая в самом общем виде тектоническую позицию глубоких осадочных бассейнов, легко заметить, что все они располагаются либо на продолжении разновозрастных складчатых зон (Прикаспийский бассейн), либо занимают по отношению к ним секущее положение (Обский палеоокеан в Западной Сибири). Это объясняется двоякой возможностью зарождения глубоких осадочных бассейнов (см. раздел 1.1): либо на ранних (рифтовых) стадиях цикла Вилсона как “несостоявшихся океанов”, либо на поздних (аккреционно-коллизийных) стадиях как “остаточных океанов”. В обоих случаях принципиальное значение имеют характер и глубинная структура зон сочленения блоков палеоокеанской коры с материковыми блоками обрамления.

Вопрос о природе шовных ограничений палеоокеанских впадин важен еще и потому, что, решив его, можно установить допустимые границы в поисках аналогий между открытыми складчатыми областями и фундаментами платформ. Как правило, все попытки тектонического районирования последних в конечном итоге явно или неявно сводятся к продолжению в фундамент платформы складчатых структур обрамления. Понятно, что полных аналогий между теми и другими быть не может хотя бы потому, что если бы они существовали, то не было бы глубоких осадочных бассейнов с уникальными, как теперь выяснено, структурой коры и геофизическими характеристиками.

Для картирования шовных зон фундамента осадочных бассейнов выполнена интерпретация магнитных и гравитационных

аномалий по серии трансектов, пересекающих бассейны и выходящих в их обрамление. Линии трансектов показаны на рис. 2.2 – 2.4, схематические разрезы коры приведены на рис. 2.5.

Интерпретация потенциальных полей на трансектах выполнялась методом деконволюции Эйлера [Thompson, 1982], алгоритмическое и программное обеспечение которого разработано в Центре геодинамических исследований ТЕТИС в 1992/93 гг. [Aplonov & Shmelev, 1993; Aplonov et al., 1994]. Метод позволяет в условиях минимума априорной информации выделить в разрезе коры полюсы (“особые точки”) магнитных и гравитирующих объектов, определить их модельный тип и энергетические параметры (избыточные плотность и намагниченность), а затем, по критериям близости модельных и энергетических параметров, объединить полюсы в аномальные зоны, отвечающие наиболее контрастным по физическим свойствам границам раздела.

#### **2.4.1. Север Западной Сибири**

Трансект *AB* (рис. 2.12) характеризует внутреннее строение фундамента северных районов Западной Сибири. Он начинается в Припайхойской части бассейна (Байдарацкий прогиб и Щучинский выступ), пересекает депрессию Обского палеоокеана в наиболее глубокой части ее сочленения с Енисей-Хатангским прогибом, а на северо-востоке заканчивается в пределах Притаймырского выступа.

В юго-западной и северо-восточной частях трансекта *AB* полюсы гравитирующих и магнитных объектов четко концентрируются в падающие на восток зоны. Выходы последних на поверхность фундамента отмечаются в пределах Пай-Хойской складчатой области (пикет 10 км), Байдарацкого прогиба (150 км), Нурминского поднятия (300 км), а также восточнее Притаймырского выступа (900 км). Крутизна зон в верхней части разреза консолидированной коры (до 10 – 15 км) составляет в среднем  $5^\circ$ , в средней части (интервал глубин 15 – 30 км) увеличивается до  $10^\circ$ , а в нижней части коры достигает 30 –  $40^\circ$ .

Эти зоны интерпретируются как поперечные разрезы глубинных надвигов (шарьяжей) с восток-северо-восточным падением сместителей. Плотностной контраст между аллохтонным и автохтонным комплексами, оцененный по энергетическим параметрам полюсов гравитирующих объектов, достигает  $0,2 - 0,3 \text{ г/см}^3$ . Принимая среднюю плотность самой верхней части фундамента (на основании единичных данных бурения [Туезова, 1975; Мегакомплексы и глубинная структура..., 1986]) равной  $2,6 \text{ г/см}^3$ , получаем для автохтонных блоков среднюю плотность  $2,8 - 2,9 \text{ г/см}^3$ . Это находится в хорошем соответствии с интегральными оценками плотности консолидированной коры, полученными методом КОМП (см. рис. 2.8, диаграмма для трансекта *AB* - над разрезом на рис. 2.12).

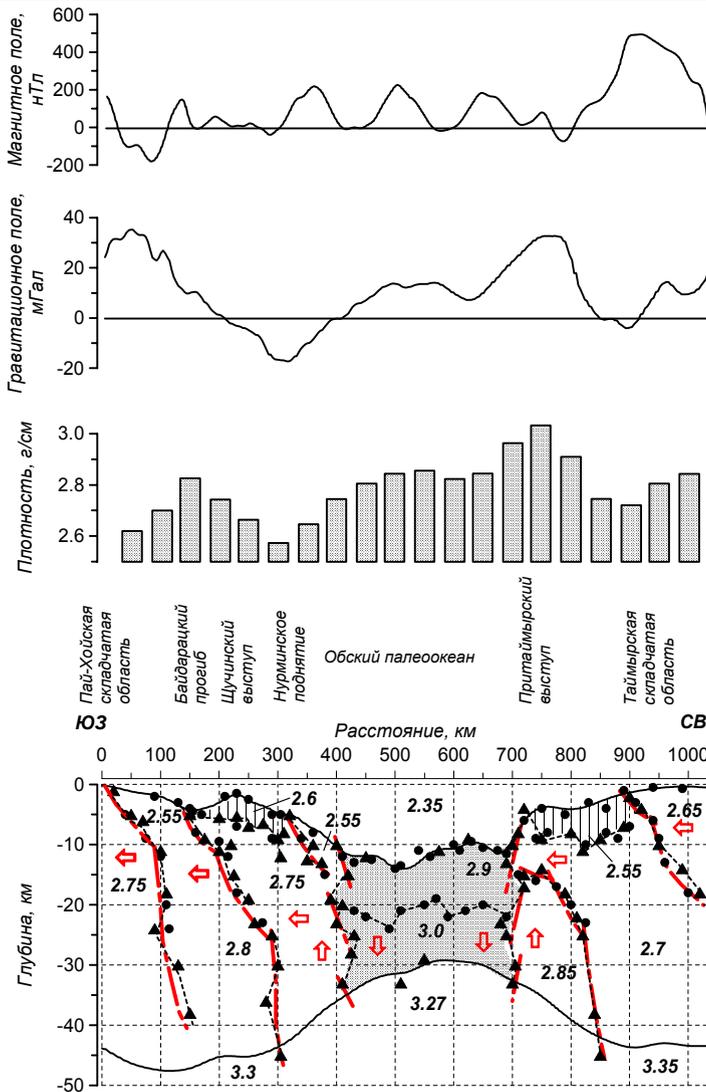


Рис. 2.12. Результаты интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на трансекте АВ (север Западной Сибири, расположение трансекта - на рис. 2.2).

Здесь и на рис. 2.13 – 2.16 на разрезах: треугольники – полюсы (“особые точки”) источников гравитационных аномалий, кружки – то же, магнитных аномалий, цифры – значения плотности,  $г/см^3$ , линии – глубинные разломы, стрелки - предполагаемое направление движения блоков при аккреции коры, различной штриховкой показаны области аномально плотной и аномально разуплотненной коры.

Со сместителями надвигов коррелируют также полюсы магнитных объектов с интенсивностью 5–10 А/м. В отличие от гравитирующих объектов, самые глубокие из которых выделены вблизи поверхности М, источники магнитных аномалий концентрируются в верхних 25 км разреза консолидированной коры. Предположительно они связаны с высокомагнитным серпентинитовым меланжем, обычно развитым у подошвы надвигов [Печерский и др., 1978; Сегалович и Эйдлин, 1990].

Горизонтальная амплитуда надвигов в их верхней, наиболее пологой части изменяется от 50 до 100 км, причем по мере движения на северо-восток, во внутренние области бассейна, их амплитуда уменьшается, а крутизна, наоборот, возрастает. Следует отметить, что примерно в 250 км к западу от Щучинского выступа (50 км западнее начала трансекта *АВ*), в пределах открытой части Пай-Хоя, прямыми геологическими наблюдениями установлены надвиги с северо-восточным падением плоскости-сместителя и горизонтальной амплитудой 120–150 км [Дембовский, 1984; Юдин, 1994]. Данный факт указывает на то, что фундамент краевых частей севера Западно-Сибирского бассейна представляет собой чешуйчато-надвиговое сооружение, построенное однотипно с обрамляющими складчатыми зонами. Однако от периферии к центру бассейна отмечается уменьшение горизонтальной амплитуды и крутизны надвигов. Последнее указывает, по-видимому, на меньшую интенсивность сжатия и подтверждает давно высказанную точку зрения о «незавершенности» герцинской складчатости, сформировавшей фундамент северных районов Западной Сибири [Бочкарев, 1973].

Специфический характер распределения гравитирующих и магнитных масс отмечается в пределах Щучинского и Притаймырского выступов. Здесь поверхность фундамента (как, впрочем, и в других частях трансекта *АВ* за пределами депрессии Обского палеоокеана) практически не находит отражения в гравитационном поле. Это объясняется, с одной стороны, пологим рельефом поверхности фундамента и, с другой стороны, невысоким плотностным контрастом между эродированными выступами фундамента и перекрывающими осадочными толщами. Зато четкая и контрастная (до  $0,2 \text{ г/см}^3$ ) плотностная граница непрерывно следует на 5–8 км глубже поверхности фундамента обоих выступов. Полюсы магнитных объектов при этом контролируются как верхним (поверхность фундамента), так и нижним (плотностной раздел) уровнями.

Если неконтрастное отражение поверхности фундамента в гравитационном поле, как уже сказано, является характерной чертой осадочных бассейнов (во всяком случае, их краевых, неглубоко погруженных частей), то выявленный для Щучинского и Притаймырского выступов двухслойный характер магнитного разреза, при котором нижний слой совпадает с уровнем концентрации

гравитирующих масс, присущ лишь отдельным специфическим блокам фундамента Западной Сибири. В свое время неоправданно широкая экстраполяция этой особенности на весь регион являлась одним из аргументов повсеместного выделения в Западной Сибири (и в пределах других молодых платформ) так называемого “промежуточного комплекса, или структурного этажа (ПСЭ)” [Кунин и Иогансон, 1984; Давлятов и др., 1985; Шаблинская, 1988].

Вместе с тем, подобный двухслойный характер плотностного и магнитного разрезов неоднократно отмечался геофизиками для древнего фундамента северо-востока Русской платформы (Мезенская синеклиза) [Дедеев и Запорожцева, 1985; Arloпов, 1995], а также для Восточно-Тиманского, Большеземельского и Малоземельского блоков Тимано-Печорского бассейна [Берлянд и др., 1980; Arloпов & Shmelev, 1993], древний возраст которых также не вызывает сомнений. Для Щучинского выступа фундамента Западной Сибири имеются единичные абсолютные возрастные датировки 800 – 900 млн лет [Балабанова и Перугин, 1981].

На основании приведенных доводов и по аналогии с древними блоками Тимано-Печорского бассейна, Щучинский и Притаймырский выступы севера Западной Сибири классифицируются как микроконтиненты (срединные массивы), более древние, чем обрамляющие их складчатые зоны и, соответственно, чем возраст фундамента Западно-Сибирского бассейна в целом.

Косвенно это подтверждается и характером сочленения обоих выступов с глубинными надвигами фундамента на трансекте АВ. На Щучинский блок с северо-востока надвинуты герцинские (подтверждено бурением) складчатые сооружения Нурминского поднятия (пикеты 300 – 350 км), а на Притаймырский - внешние шарьяжи Таймырской складчатой зоны (пикеты 900 – 950 км). По-видимому, четкие уровни концентрации гравитирующих масс на 5 – 8 км глубже поверхности фундамента соответствуют “жестким” древним цоколям микроконтинентов с плотностью 2,7 – 2,75 г/см<sup>3</sup>, перекрытым аномально разуплотненными (до 2,55 г/см<sup>3</sup>) верхними более молодыми комплексами фундамента. Полюсы магнитных объектов в этом случае отвечают базитовым телам дайкообразной (штокообразной) формы, верхние кромки которых контролируются поверхностями “жесткого” цоколя фундамента микроконтинента.

Депрессия Обского палеоокеана весьма специфически отражается в гравитационном и магнитном полях. С юго-запада (пикет 400 км) и северо-востока (700 км) аномально плотный (до 2,9 – 3,0 г/см<sup>3</sup>) блок ограничен субвертикальными зонами концентрации полюсов гравитирующих объектов. Они интерпретируются как системы сквозькоровых разломов сбросового типа, по которым палеоокеанский блок коры погружался как на стадии активной эволюции бассейна (в то время разломы соответствовали ограничениям пассивных окраин океана), так и позднее, в период заполнения

депрессии осадками. Имеются убедительные геолого-геофизические свидетельства того, что краевые разломы Обского палеоокеана оставались активными весь период формирования Западно-Сибирского бассейна [Микуленко и Афанасьев, 1969; Афанасьев, 1977], т.е. в течении 200 млн лет после окончания спрединга в Обском палеоокеане [Аплонov, 1987].

В отличие от краевых частей трансекта *AB*, в пределах депрессии Обского палеоокеана поверхность фундамента, погруженная до глубин 10 – 15 км, четко выделяется как область сгущения полюсов гравитирующих (избыточная плотность - до  $0,4 - 0,5 \text{ г/см}^3$ ) и магнитных (намагниченность 2 – 5 А/м) объектов.

На глубине 20 – 23 км (т.е. на 5 – 10 км глубже поверхности фундамента) в коре Обского палеоокеана выделяется еще один очень четкий уровень концентрации полюсов магнитных объектов с намагниченностью 6 – 12 А/м. Эта граница (очевидно, вследствие своей сглаженности) никак не отражается в гравитационном поле, хотя при моделировании источников аномалий на ней принят плотностной контраст  $0,1 \text{ г/см}^3$  (от  $2,9 \text{ г/см}^3$  в верхней части палеоокеанской коры до  $3,0 \text{ г/см}^3$  в нижней).

Суммарная мощность консолидированной коры Обского палеоокеана составляет, как видно из разреза на трансекте *AB*, 15 – 20 км. Хотя эта величина, как уже отмечалось, значительно меньше мощности континентальной коры, она все же существенно превышает мощность стандартной океанской коры. В то же время скорости *P*-волн на поверхности *M*, залегающей в пределах Обского палеоокеана на глубинах 30 – 32 км, аномально низки и составляют в среднем 7,9 км/с [Чернышев и др., 1978; Кунин и Иогансон, 1984; Егоркин и др., 1988]. Одновременно глубже поверхности фундамента по данным сейсморазведки КМПВ выделяются серии преломляющих границ с аномально высокими для континентальной коры скоростями *P*-волн 6,8 – 7,1 км/с [Вайполин, 1984].

Аналогичные особенности сейсмического разреза отмечены геофизиками для других глубоких осадочных бассейнов Евразии [Кунин и Шейх-Заде, 1992]. Можно утверждать, таким образом, что общей чертой всех без исключения “базальтовых окон” является нечеткое выделение поверхности *M*, при котором консолидированная кора, начиная с поверхности высокоскоростного фундамента, представляет собой зону градиентного нарастания скоростей *P*-волн.

Исходя из вышесказанного, можно предположить (пока, правда, с большой осторожностью), что выделенный в коре Обского палеоокеана нижний уровень концентрации магнитных масс соответствует палео-границе *M*, т.е. подошве древней океанской коры. Источники магнитных аномалий нижнего уровня соответствуют сильномагнитным серпентинизированным перидотитам, вклад которых в аномальное магнитное поле над абиссальными зонами современных океанов в настоящее время признан [Нгуен Тхи и

Печерский, 1989; Природа магнитных аномалий..., 1996]. В этом случае за подошву палеоокеанской коры глубоких осадочных бассейнов следует принимать не аномальную по своим скоростным характеристикам современную границу М, а какую-то из расположенных выше высокоскоростных преломляющих границ.

Если данные предположения верны, то снимается противоречие между палеоокеанским генезисом глубоких осадочных бассейнов и повышенной мощностью коры в пределах некоторых из них (см. раздел 2.2). В случае Обского палеоокеана, например, на собственно палеоокеанскую кору остается всего 5-10 км, что вполне сопоставимо с мощностью стандартной океанской коры.

К сожалению, высказанную гипотезу трудно проверить экспериментально. Данные глубинной сейсморазведки ГСЗ и КМПВ значительно устарели и интерпретируются с большой неоднозначностью и погрешностью. Формальное истолкование этих данных, как показывает опыт, способно подтвердить или опровергнуть практически любую гипотезу. Могут быть полезны глубинные сейсмические исследования методом отраженных волн (по типу международного проекта COCORP [McBride et al., 1994], в последние годы примененный и у нас на Южном Урале [Juhlin et al., 1995]), однако они базируются на многоканальной сейсморазведке МОГТ, не дающей сведений о скоростных характеристиках разреза.

Если же брать за основу результаты интерпретации магнитного поля, то приходится признать, что в сравнительно неглубокой депрессии Обского палеоокеана мы сталкиваемся с уникальным примером сохранения источников магнитных аномалий на предельных глубинах. В случае более глубоких палеоокеанских бассейнов (например, Прикаспийского, где фундамент залегает на глубинах 20 – 23 км, см. рис. 2.4), очень велика вероятность того, что предполагаемые серпентинизированные перидотиты палео-границы М в ходе постспредингового погружения океанской литосферы окажутся в слишком жестких термических условиях, чтобы генерировать аномалии в современном магнитном поле. Как будет показано ниже, это подтверждается нашими результатами - в коре Прикаспийского и других глубоких осадочных бассейнов не удастся зафиксировать источники магнитных аномалий глубже поверхности фундамента.

Скорее всего, прогресс в понимании генезиса нижней коры глубоких осадочных бассейнов будет достигнут не столько благодаря экспериментальным данным, сколько путем физико-механического и математического моделирования их эволюции. Исключительно интересны также результаты интерпретации спутниковых магнитных аномалий над океанами и палеоокеанами, выявляющие сверхглубинные источники магнитных аномалий, предположительно связанные с термо-вязкой остаточной намагниченностью литосферы. Исследования в обоих направлениях ведутся уже сейчас [Arkani-Named, 1989, 1990; Ismail-Zadeh et al., 1998; Lobkovsky et al., 1996],

хотя пока их результаты маловразумительны и трактуются неоднозначно. Поэтому вопрос о природе границы М под глубокими осадочными бассейнами в настоящее время остается открытым, а все выводы в этой части - сугубо гипотетическими.

Характер геофизического разреза на трансекте *AB* указывает на текущее положение Обского палеоокеана и, соответственно, на его более молодой возраст по отношению к конвергентным швам (глубинным надвигам). Четко видно, что надвиг Нурминского поднятия в районе пикета 400 км "срезается" субвертикальной юго-западной границей аномально плотного блока коры Обского палеоокеана на глубине около 15 км. От северо-восточной границы палеоокеана (пикет 700 км) этот надвиг вновь начинает трассироваться на той же глубине, увеличивая крутизну в районе пикета 750 км и прослеживаясь до подошвы коры.

#### **2.4.2. Баренцевский шельф**

Следующие два субширотных трансекта *CD* и *EF* характеризуют глубинное строение восточной части Баренцевского шельфа. Трансект *CD* (рис. 2.13) начинается в пределах поднятия Центральной Банки (фундамент на глубине около 4 км), пересекает Северо-Баренцевский бассейн (16 км) и на востоке выходит в пределы поднятия Адмиралтейства (5 км) и Приновоземельского прогиба (8 – 9 км). Трансект *EF* (рис. 2.14) начинается на поднятии Лоппа (глубина поверхности фундамента 3 – 4 км), пересекает бассейн Нордкапп (10 – 11 км), поднятие Федынского (около 6 км), Южно-Баренцевский бассейн (17 – 18 км) и крайней восточной частью выходит в пределы погруженного северного края Малоземельского поднятия (около 10 км).

Прежде всего, обращает на себя внимание однотипное строение коры в западных частях обоих трансектов. Здесь выделяются наклонные зоны концентрации источников гравитационных и магнитных аномалий. По аналогии с Западно-Сибирским разрезом, они интерпретируются как надвиги с западным падением сместителей, выходящие на поверхность фундамента в пределах восточных склонов поднятий Центральной Банки (трансект *CD*, пикет 230 км) и Лоппа (трансект *EF*, пикет 160 км).

Аллохтонные комплексы обоих надвигов содержат блоки аномально разуплотненной ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ) коры, соответствующие сводовым частям поднятий Центральной Банки и Лоппа. Эти блоки характеризуются двухслойным разрезом с нижним уровнем концентрации источников гравитационных аномалий на 4 – 5 км глубже поверхности фундамента. На этом основании оба поднятия классифицируются как микроконтиненты. Плотностной контраст их цоколей по отношению к перекрывающим комплексам составляет 0,05 – 0,1  $\text{г/см}^3$ .

Предполагается, что надвиги, закартированные в западных частях трансектов *CD* и *EF*, относятся к единому конвергентному шву, вдоль которого сочленяются разновозрастные области Западно- и Восточно-Баренцевского шельфов. По-видимому, этот конвергентный шов является северным, вырожденным продолжением фронта скандинавских каледонид и отмечает, таким образом, зону позднекаледонского орогенеза на шельфе Баренцева моря. Наличие такой зоны предполагалось здесь достаточно давно [Harland & Dowdeswell, 1988; Зоненшайн и др., 1990]. Но лишь выполненная специальными методами интерпретация гравитационных и магнитных аномалий на трансектах *CD* и *EF* дает независимое подтверждение ее существованию и определяет точное местоположение (восточные склоны поднятий Лоппа и Центральной Банки). Также установлено, что вдоль этого конвергентного шва Западная область Баренцевского шельфа надвинута на Восточную.

Еще одна особенность закартированной шовной зоны состоит в том, что вдоль нее с юга на север увеличивается горизонтальная амплитуда и, соответственно, уменьшается крутизна надвигов. На северном трансекте *CD* (см. рис. 2.13) верхняя часть надвига (интервал глубин 5 – 10 км) имеет амплитуду 120 км и крутизну всего около 2 – 3°. Глубже крутизна надвига увеличивается до 10°. На южном трансекте *EF* (см. рис. 2.14) верхняя часть надвига (интервал глубин 8 – 12 км) имеет амплитуду 60 – 70 км и крутизну около 5°, глубже возрастающую до 15°.

Перейдем к рассмотрению более восточных частей трансектов *CD* и *EF*, между описанным выше конвергентным швом и западными склонами Северо- и Южно-Баренцевского бассейнов. Здесь глубинное строение коры на северном и южном трансектах существенно различно.

На северном трансекте *CD* (см. рис. 2.13) между пикетами 100 и 200 км на глубине около 15 км выделяется наклоненная на восток под углом 1 – 2° зона концентрации гравитирующих и магнитных объектов. К востоку (пикеты 200 – 300 км) ее крутизна увеличивается до 10 – 15°. Зона прослеживается до подошвы коры (около 32 км).

Интерпретируя эту зону как глубинный надвиг с восточным падением сместителя, мы должны признать ее более древней, чем расположенный западнее конвергентный шов. На трансекте *CD* четко видно, что западный шарьяж “срезает” восточный на глубине 14 км (пикет 100 км) и перекрывает его в общей сложности на 100 – 120 км.

На южном трансекте *EF* (см. рис. 2.14) к востоку от поднятия Лоппа расположена относительно узкая (около 50 км) впадина бассейна Нордкапп с глубиной фундамента 11 – 12 км. Ей соответствует блок коры повышенной плотности (2,85 г/см<sup>3</sup>), на основании чего бассейн Нордкапп вместе с субширотным бассейном Варангер классифицируется как типичное тройное сочленение континентальных рифтов (см. рис. 2.3). Примечательно, что ни

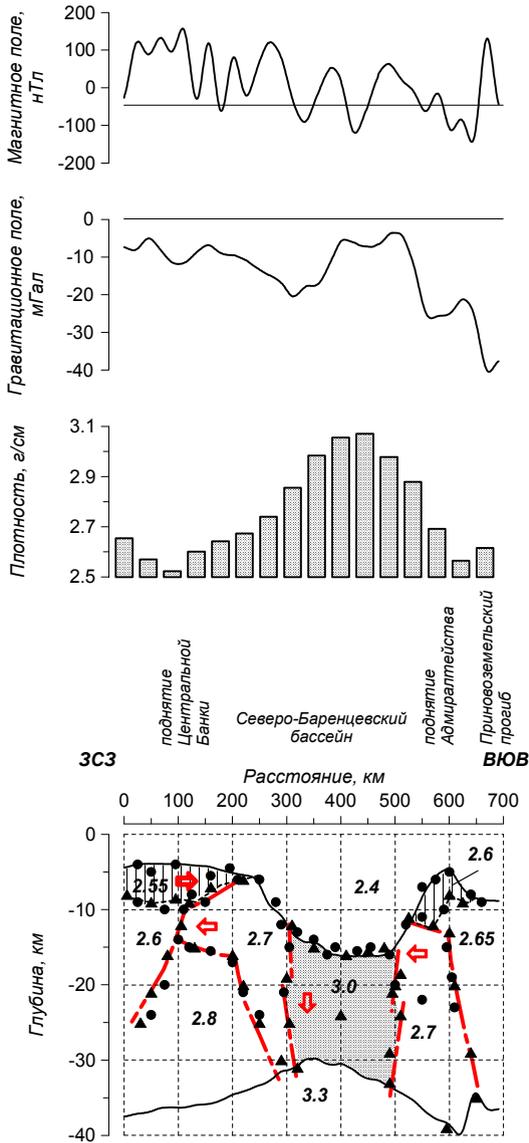


Рис. 2.13. Результаты интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на трансекте CD (Северо-Баренцевский бассейн, расположение трансекта - на рис. 2.3).

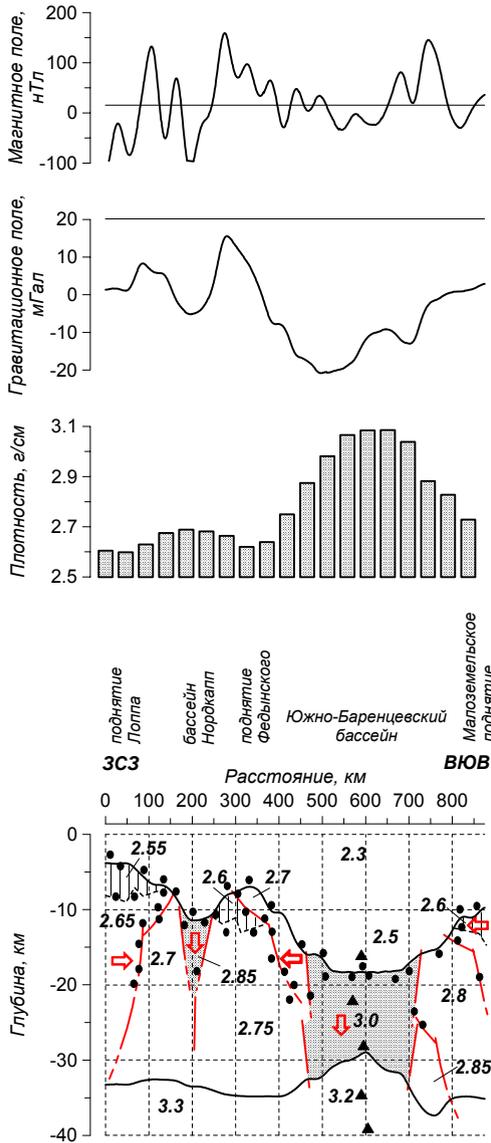


Рис. 2.14. Результаты интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на трансекте EF (Южно-Баренцевский бассейн, расположение трансекта - на рис. 2.3).

собственно бассейн Нордкапп (см. рис. 2.14), ни вся трехлучевая рифтовая система Нордкапп-Варангер практически не отражаются в рельефе поверхности Мохоровичича (см. рис. 2.3).

Между бассейнами Нордкапп и Южно-Баренцевским расположено поднятие Федынского. Вся его сводовая часть и склон, обращенный к Южно-Баренцевскому бассейну, представлены надвинутым с востока аллохтонным комплексом мощностью от 3 до 5 км со средней плотностью  $2,7 \text{ г/см}^3$ . В пределах западного склона, обращенного к бассейну Нордкапп, выделяется разуплотненный блок коры ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ), находящийся в автохтонном залегании. Его кровля, таким образом, совпадает со сместителем шарьяжа и характеризуется плотностной инверсией около  $0,1 \text{ г/см}^3$ , а подошва расположена на глубине 11 – 12 км и отвечает гравитирующей границе с избыточной плотностью около  $0,15 \text{ г/см}^3$ .

Сместитель шарьяжа, выделенного в пределах поднятия Федынского, выходит на поверхность фундамента в районе пикета 300 км. Его крутизна в верхней части (интервал глубин 8 – 12 км) составляет около  $3^\circ$ , а затем (интервал глубин 12 – 23 км) увеличивается до  $10^\circ$ . На глубине 23 км (пикет 460 км) шарьяж “срезается” более молодой структурой Южно-Баренцевского бассейна, однако к востоку от него (пикет 710 км) вновь начинает фиксироваться на той же глубине. Шарьяж прослеживается до подошвы коры, причем в нижних горизонтах (интервал глубин 30 – 35 км) крутизна сместителя увеличивается до  $20^\circ$ .

Глубокие осадочные бассейны восточной части Баренцевского шельфа выражаются на разрезах однотипно как аномально плотные ( $3,0 \text{ г/см}^3$ ) блоки коры, ограниченные субвертикальными разломами сбросового типа. Консолидированная кора утонена до 15 км в Северо-Баренцевском бассейне и до 10 км в Южно-Баренцевском. Плотностные и структурные характеристики коры обоих бассейнов позволяют уверенно отнести ее к палеоокеанскому типу. Ширина палеоокеанского блока в Северо-Баренцевском бассейне (трансект *CD*, см. рис. 2.13) составляет 200 км, а в Южно-Баренцевском (трансект *EF*, см. рис. 2.14) - около 250 км.

Поверхность фундамента в обоих бассейнах четко отмечается зонами концентрации магнитных и гравитирующих объектов. Помимо этого, в Северо-Баренцевском бассейне (см рис. 2.13) гравитирующие объекты приурочены к поверхности Мохоровичича. Никаких промежуточных зон концентрации магнитных и/или гравитирующих объектов, подобных тем, что выделены в коре Обского палеоокеана (трансект *AB*, см рис. 2.12), в Северо- и Южно-Баренцевском бассейнах не установлено.

В восточной части обоих трансектов строение коры также однотипно. Трансект *CD* (см. рис. 2.13) на востоке выходит в пределы поднятия Адмиралтейства, в сводовой части которого выделен

разуплотненный ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ) аллохтонный блок мощностью около 5 км. Сместитель шарьяжа погружается на восток под углом  $1-2^\circ$  и выходит на поверхность фундамента в пределах круглого восточного борта Северо-Баренцевского бассейна (пикет 520 км). С глубины 12 – 13 км (пикет 600 км) крутизна сместителя возрастает до  $20-30^\circ$ . Восточный борт Южно-Баренцевского бассейна (трансект *EF*, см. рис. 2.14) более пологий; в его пределах (пикет 800 км) также выделяется шарьяж с восточным падением сместителя под углом около  $2^\circ$ , а в сводовой части Малоземельского поднятия (крайняя восточная часть трансекта *EF*) также присутствует разуплотненный (до  $2,6 \text{ г/см}^3$ ) блок коры мощностью 3 – 5 км.

### 2.4.3. Карский шельф

Трансект *GH* (рис. 2.15) характеризует глубинное строение Карского шельфа, пересекая его с юго-запада на северо-восток, от о-ва Вайгач до архипелага Северная Земля. Трансект пересекает Южно-Карский бассейн, Северо-Сибирское поднятие и на востоке выходит в бассейн Уединения.

Как и в восточной части Баренцевского шельфа (трансекты *CD* и *EF*, рис. 2.13 и 2.14) глубоким осадочным бассейнам Карского шельфа отвечают блоки аномально плотной ( $3,0 \text{ г/см}^3$ ) коры, имеющей палеоокеанский тип. Фундамент Южно-Карского бассейна погружен до глубин 15 – 16 км, бассейна Уединения - до 18 – 19 км. Мощность консолидированной коры в каждом бассейне составляет всего 8 – 10 км.

Однако характер сочленения палеоокеанских блоков с континентальными блоками обрамления в фундаменте Карского шельфа несколько иной, чем в восточной части Баренцевского шельфа. Как уже отмечалось, Северо- и Южно-Баренцевский бассейны ограничены субвертикальными разломами сбросового типа (см. рис. 2.13 – 2.14) и занимают отчетливо секущее положение по отношению к байкальским конвергентным швам, продолжающимся в фундамент шельфа с прилегающей суши - Тимана и Тимано-Печорского бассейна. На рис. 2.15 четко видно, что в бассейнах Карского шельфа сбросовой характер имеют лишь северо-восточные ограничения палеоокеанских блоков, в то время как их противоположные юго-западные края характеризуются отчетливой шарьяжной структурой.

Юго-западные ограничения обоих бассейнов имеют в целом однотипную глубинную структуру. Палеоокеанский блок Южно-Карского бассейна перекрыт надвинутым с юго-запада аллохтонным комплексом со средней плотностью  $2,7 \text{ г/см}^3$  и мощностью до 15 км. Угол падения сместителя составляет  $2^\circ$ , горизонтальная амплитуда надвига - около 150 км. В нижней части коры (от глубин 20 км, пикеты 150 – 200 км) шарьяжное ограничение Южно-Карского бассейна (включая автохтонный палеоокеанский блок) “срезано” более

молодым надвигом с противоположным северо-восточным падением сместителя под углом  $10 - 15^\circ$ . Палеоокеанский блок бассейна Уединения погружается под углом около  $5^\circ$  под поднятие Визе (пикеты 850 – 1000 км), в сводовой части которого кора аномально разуплотнена (до  $2,55 \text{ г/см}^3$ ). Горизонтальная амплитуда шарьяжа составляет около 150 км. На глубине 25 км шарьяж и палеоокеанский

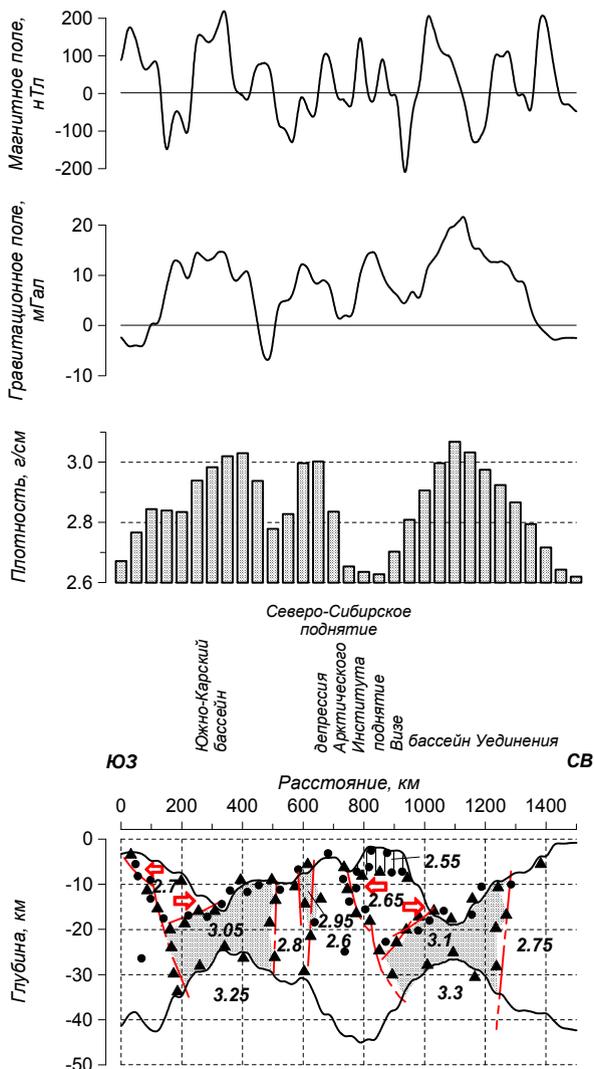


Рис. 2.15. Результаты интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на трансекте GH (Карский шельф, расположение трансекта - на рис. 2.3).

блок “срезаны” сместителем более молодого надвига, погружающимся на северо-восток под углом около  $10^\circ$  и выходящим на поверхность фундамента в пределах депрессии Арктического Института (пикет 750 км).

Полученные результаты позволяют предположить, что реликты океанской коры, сохранившейся в фундаменте Восточно-Баренцевского и Карского шельфов, имеют хотя и близкую, но не полностью идентичную тектоническую природу. Северо- и Южно-Баренцевский бассейны представляют собой новообразованный “несостоявшийся океан”, секущий более древние конвергентные швы. Фундамент бассейнов Карского шельфа представляет собой скорее останцы палеоокеанской коры, не до конца поглощенной в зонах субдукции (“остаточные океаны”). Оба бассейна, Южно-Карский и Уединения, расположены на продолжении конвергентных швов, протягивающихся на шельф Карского моря с юга и с запада.

С учетом различного возраста фундамента Карского шельфа к северу и югу от Северо-Сибирского поднятия (Таймыро-Новоземельского порога [Баренцевская шельфовая плита, 1988]), можно сделать предварительные заключения о возрасте парных шарьяжей с противоположным падением сместителей, ограничивающих с юго-запада палеоокеанские блоки Карского шельфа (см. рис. 2.15). В Южно-Карском бассейне более древний надвиг (палеозона субдукции) имеет герцинский возраст, синхронный со складчатостью в Западной Сибири, а “срезающий” его более молодой надвиг – раннекиммерийский возраст, синхронный со складчатостью Пай-Хоя и Новой Земли. В бассейне Уединения более древний надвиг отвечает позднекаледонской зоне субдукции, протягивающейся сюда с Баренцевского шельфа, а более молодой – герцинскому конвергентному шву, продолжающемуся на восток и разделяющему Северо- и Центрально-Таймырский блоки [Погребицкий, 1971; Верниковский, 1996].

Помимо прочего, геофизический разрез на трансекте *GH* (см. рис. 2.15) выявляет резкую гетерогенность фундамента Северо-Сибирского поднятия. В пределах его юго-западного склона, обращенного к Южно-Карскому бассейну (пикет 600 км), выделена четкая область концентрации гравитирующих объектов, прослеживающаяся до подошвы коры на глубине около 30 км, а в верхней части коры оконтуривающая блок аномально плотной ( $2,95 \text{ г/см}^3$ ) коры шириной до 50 км. Данная область разделяет склон Северо-Сибирского поднятия на два блока, резко отличающихся структурой коры и ее плотностными характеристиками. Консолидированная кора юго-западного блока, обращенного к Южно-Карскому бассейну (пикеты 500 – 600 км), имеет мощность около 20 км и интегральную плотность  $2,8 \text{ г/см}^3$ , фундамент залегает на глубине около 10 км. В пределах северо-восточного блока (пикеты 600 – 750 км) поверхность фундамента приподнята до глубины 5 км, мощность консоли-

дированной коры возрастает до 40 км, а интегральная плотность уменьшается до  $2,6 \text{ г/см}^3$ .

#### **2.4.4. Прикаспийский бассейн**

Последний из рассматриваемых трансектов *IJ* (рис. 2.16) характеризует глубинное строение коры Прикаспийского бассейна и его ближнего обрамления. Трансект начинается на юго-западе в пределах Астраханского выступа (фундамент на глубине 5–6 км), пересекает наиболее глубокую (22–23 км) часть Прикаспийского бассейна и на северо-востоке выходит в пределы Соль-Илецкого выступа (5 км) Волго-Уральского массива.

В отличие от рассмотренных выше бассейнов Западной Сибири и Баренцево-Карского шельфа, осадочный чехол которых не содержит сколько-нибудь интенсивных гравитирующих объектов и характеризуется монотонным нарастанием плотности с глубиной, в Прикаспийском бассейне картина принципиально иная. Здесь в осадочном чехле выделяются изолированные гравитирующие объекты с избыточной плотностью  $0,3–0,4 \text{ г/см}^3$ , создающие на поверхности интенсивные (20–25 мГал) аномалии в коротковолновой части спектра гравитационного поля (см. раздел 2.2, рис. 2.7). Источникам гравитационных аномалий практически точно соответствуют изометричные в плане (“точечные”) источники магнитных аномалий низкой интенсивности (5–10 нТл), выявляемых лишь детальной съемкой. Эти гравитирующие и магнитные массы в осадочном чехле обнаруживают идеальное плановое соответствие кровле соляных диапиров, картируемых в Прикаспийском бассейне многоканальной сейсморазведкой [Кирюхин и др., 1980; Sheikh-Zade, 1996]. Осадочный чехол бассейна четко разделяется на верхний надсолевой (средняя плотность  $2,3 \text{ г/см}^3$ ) и нижний подсолевой ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ) комплексы, граница которых отвечает артинскому-кунгурскому ярусам нижней перми и залегает на глубинах от 5–8 км в краевых до 12–14 км в центральных частях бассейна.

В пределах обрамления Прикаспийского бассейна кора незначительно отличается по мощности (35 км под кражем Карпинского и 40 км под Волго-Уральским массивом), имеет одинаковую интегральную плотность нижней части  $2,75 \text{ г/см}^3$  и однотипное строение верхней части фундамента: в сводовых частях Астраханского и Соль-Илецкого выступов выделяются разуплотненные ( $2,62–2,65 \text{ г/см}^3$ ) блоки мощностью 5–7 км.

Фундамент центральной части Прикаспийского бассейна имеет типично океанский облик. Он характеризуется мощностью консолидированной коры около 10 км и интегральной плотностью  $2,95 \text{ г/см}^3$ . Северное и южное ограничения палеоокеанского блока резко отличаются по глубинной структуре.

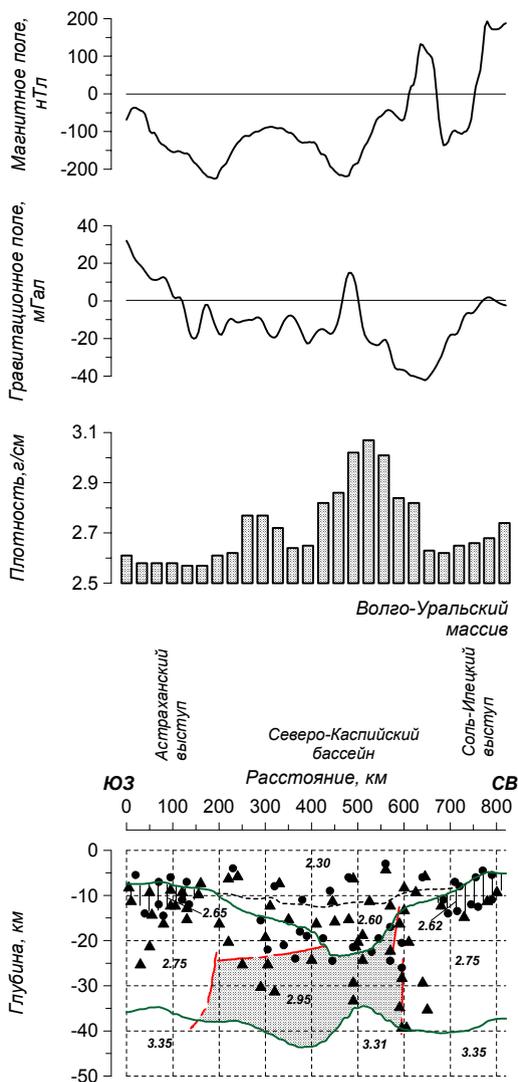


Рис. 2.16. Результаты интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на трансекте *JJ* (Прикаспийский бассейн, расположение трансекта - на рис. 2.4).

Под северным, более крутым бортом Прикаспийского бассейна проходит резкий субвертикальный контакт континентальной и палеоокеанской коры, при котором мощность консолидированной части уменьшается от 25 до 10 км. Под южным, более пологим бортом мощность консолидированной коры увеличивается до 20 км. Здесь в фундаменте выделяется чрезвычайно пологий (менее  $1^\circ$ ) надвиг, по которому аллохтонный блок со стороны кряжа Карпинского шарьирован на палеоокеанскую кору Прикаспийского бассейна. На глубине около 25 км (пикет 200 км) сместитель надвига терпит излом, его крутизна увеличивается до  $20^\circ$ . Таким образом, суммарная горизонтальная амплитуда шарьяжа достигает 200 – 250 км, мощность аллохтонного комплекса составляет около 10 км.

## Глава 3

### Линейные магнитные аномалии (ЛМА) над глубокими осадочными бассейнами

---

---

#### **3.1. Постановка проблемы и предыстория ее решения**

Как показано в предыдущей главе, кора глубоких осадочных бассейнов в тех областях, где их фундамент погружен на глубины более 10 км, по структурным и плотностным характеристикам практически ничем не отличается от нормальной океанской коры. В фундаменте изученных глубоких осадочных бассейнов блоки палеоокеанской коры занимают одну из двух структурных позиций. В одних случаях они секут конвергентные швы обрамления (Обский палеоокеан в Западной Сибири, Восточно-Баренцевский шельф) и представляют собой “несостоявшиеся океаны” (aborted oceans) - новообразованные рифтогенные структуры, развившиеся до стадии непродолжительного спрединга. В других случаях на глубинных геофизических разрезах фундамента отчетливо просматриваются следы субдукции палеоокеанской коры под конвергентные швы обрамления (Карский шельф, Прикаспийский бассейн). Подобные палеоокеанские блоки, очевидно, следует классифицировать как “остаточные океаны” (relict/remnant/trapped oceans) - реликты прежде обширных океанов, не полностью субдуцированные на стадии их закрытия.

Независимо от механизма происхождения глубоких осадочных бассейнов, мы вправе ожидать, что древняя океанская кора, “впечатанная” в их фундамент (новообразованная или остаточная), подобно коре современных океанов, хранит отпечатки древнего геомагнитного поля. Инверсии последнего, которые, как теперь доказано [Храмов и др., 1974; Храмов и др., 1982; Печерский, 1985], имели место на протяжении всего фанерозоя и позднего докембрия, должны в этом случае обусловить характерную полосчатую (знакопеременную) намагниченность палеоокеанской коры, “впечатанной” в фундамент глубоких осадочных бассейнов. Следовательно, можно надеяться на сохранение в суммарном аномальном магнитном поле над глубокими осадочными бассейнами линейных магнитных аномалий (ЛМА), маркирующих древний спрединг.

Одним словом, возникает идея применить широко известную модель Вайна-Мэтьюза [Vine & Matthews, 1963], использование которой до недавнего времени ограничивалось лишь пространством

современного Мирового океана, к датировке возраста фундамента глубоких осадочных бассейнов, расположенных на суше и шельфе. Диапазон возрастных палеомагнитных определений по ЛМА, прежде составлявший не более 160 млн лет (пределный возраст дна современных океанов), в этом случае должен расширяться на весь фанерозой.

Прежде чем описывать современную методику и результаты поиска и интерпретации ЛМА над глубокими осадочными бассейнами, обратимся к предыстории вопроса.

Поразительно четкая линейность аномального магнитного поля над некоторыми обширными областями континентов, хорошо видная даже на мелкомасштабных картах, достаточно давно привлекала внимание исследователей, но до поры до времени оставалась необъясненным феноменом. С конца 60 - х - начала 70 - х годов, после того, как были сформулированы постулаты тектоники плит [Morgan, 1968], а точнее - после того, как основополагающие работы зарубежных ученых по тектонике плит и, в частности, по морской магнитометрии были переведены на русский язык [Новая глобальная тектоника..., 1974] и, таким образом, начали постепенно, трудно и нередко драматично входить в сознание российских геологов и геофизиков, закономерно наметилось стремление провести аналогии между океанским и континентальным магнитным полем. Однако, как уже говорилось, в зависимости от “мобилистского” или “фиксистского” мировоззрения того или иного исследователя, найденные аналогии часто трактовались с диаметрально противоположных позиций, часто не научных, а скорее идеологических.

Насколько мне известно, первая попытка связать линейность аномального магнитного поля суши с процессами древнего спрединга принадлежит талантливому ленинградскому магнитологу Борису Васильевичу Гусеву (1929 – 1995), недавно безвременно ушедшему из жизни. Объектами исследования Б.В.Гусева были Западно-Сибирская низменность и Енисей-Хатангский прогиб, т.е. именно те регионы, где линейность аномального магнитного поля наиболее очевидна и которые впоследствии стали первым полигоном моих собственных работ по изучению геодинамики осадочных бассейнов. К сожалению, пионерские исследования Б.В.Гусева не получили должного внимания со стороны даже ближайших коллег, их результаты публиковались в малочитаемых изданиях [Гусев, 1972, 1974, 1975], а потому прошли незамеченными и были незаслуженно забыты.

Понятно, что при существовавшем в начале 70 - х годов уровне детальности магнитных съемок, скудости интерпретационных средств, а также недостатке дополнительных геолого-геофизических данных (прежде всего, сеймики и глубокого бурения), указанные статьи Б.В.Гусева содержали скорее постановку проблемы, чем ее решение. Тем не менее, в них было определено и совершенно

правильно отмечено, что: (1) источники ЛМА внутренних районов Западной Сибири и Енисей-Хатангского прогиба связаны с залегающими в основании осадочного чехла магматическими породами базальтоидного состава, имеющими триасовый возраст; (2) триасовые базальты в ряде случаев вскрыты скважинами вне контуров положительных магнитных аномалий, что может свидетельствовать об их разнополярной намагниченности; (3) помимо четко выраженной линейности, магнитные аномалии обоих регионов обладают скрытой симметрией, заметной уже в исходном аномальном поле; (4) на одиночных профилях в Западной Сибири положительные и отрицательные аномалии коррелируют с интервалами прямой и обратной намагниченности сводного палеомагнитного разреза, составленного для триасовых отложений Сибири и восточного Таймыра [Гусев, 1971].

Как показал последующий опыт, в своих построениях Б.В.Гусев допустил и неизбежные для своего времени ошибки. Во-первых, методологически неверным был поиск “спрединговых” аномалий непосредственно в измеренном магнитном поле. Как удалось показать позднее, древние ЛМА могут сохраняться в современном поле лишь в скрытом виде, как малоамплитудная и относительно высокочастотная гармоника, затушеванная длинноволновыми магнитными аномалиями “неспрединговой” природы и потому требующая предварительной фильтрации исходного поля. Естественно, что в своем распоряжении Б.В. Гусев не имел ни достаточно совершенных технологий трансформации потенциальных полей, ни материалов современных аэромагнитных съемок, детальность которых позволила бы надежно зафиксировать “спрединговый” сигнал. Во-вторых, глубинный уровень, на который Б.В.Гусев помещал инверсионный магнитоактивный слой, на самом деле соответствует не фундаменту Западно-Сибирской плиты, а нижней части осадочного чехла (примерно подошве юры - кровле триаса). Однако эта ошибка также закономерна и объясняется недостатками данных сейсморазведки КМПВ, которыми располагал Б.В.Гусев. Лишь десятилетие спустя, после проведения площадных работ МОГТ, поверхность фундамента в северных районах Западной Сибири “опустилась” от 6 – 8 км, где она рисовалась раньше [Сурков и др., 1967; Куликов и др., 1972], до глубин 12 – 14 км, где она рисуется сейчас (см. рис. 2.2).

Учитывая недостаток и низкую детальность имеющихся данных, тем более поражает смелостью высказанная на их основании Б.В. Гусевым более 20 лет назад гипотеза о “...наличии в пределах Западно-Сибирской низменности структур, обусловленных разрастанием океанического дна в позднем палеозое - раннем мезозое” [Гусев, 1975, с.9]. Столь подробное изложение здесь его идей призвано не только осветить предысторию изучения ЛМА над глубокими осадочными бассейнами, но и воздать должное памяти та-

лантливому ученому, не заслужившего при жизни высоких научных степеней, званий и прочих регалий.

Переходя к современному этапу интерпретации ЛМА над глубокими осадочными бассейнами, проанализируем основные причины, по которым идея применить модель Вайна-Мэтьюза для фундамента глубоких осадочных бассейнов до недавнего времени представлялась нереальной (а многим ученым и до сих пор кажется сомнительной).

(1) Прежде всего, справедливо считается, что знакопеременная инверсионная намагниченность океанской коры должна быстро стираться со временем. В частности, это убедительно показано для современных срединно-океанских хребтов (СОХ) [Печерский и Тихонов, 1983; Природа магнитных аномалий..., 1996], где быстрое падение  $J_n$  и, соответственно, амплитуды ЛМА с удалением от центра спрединга (или, что эквивалентно, с увеличением возраста дна) связывается с однофазным окислением первичного титаномагнетита - основного носителя инверсионной намагниченности в пиллоулавах слоя 2 океанской коры.

Следовательно, велика вероятность того, что за сотни миллионов лет, необходимых для превращения фрагмента океанского дна в фундамент осадочного бассейна, в первично океанской коре появятся дополнительные источники магнитных аномалий, которые могут быть гораздо более мощными, чем первичный (к тому же изрядно "стертый" со временем) спрединговый сигнал.

Тем не менее, накопленный к настоящему времени обширный материал по магнетизму как современного океанского дна, так и достаточно древних офиолитовых комплексов, внушает определенный оптимизм в плане возможности решения данной проблемы. Есть принципиальная разница между *первичной петромагнитной* и *первичной палеомагнитной* информацией [Печерский, 1985; Петромагнитная модель..., 1994; Печерский и Диденко, 1995]. Действительно, полная петромагнитная информация о первично-магматической стадии формирования океанской коры, как правило, не сохраняется даже для очень молодой коры современных СОХ. Однако вторичные изменения намагниченности идут однофазно по отношению к направлению (полярности) первичной  $J_n$ . Таким образом, "стирание" инверсионной намагниченности океанской коры со временем ведет к уменьшению амплитуды (что, конечно, для наших целей - неблагоприятный фактор), но не нарушает закономерной последовательности ЛМА, т.е. палеомагнитная информация о возрасте и скорости спрединга океанской коры не теряется с временем.

Экспериментальным доказательством возможности сохранения инверсионной намагниченности океанской коры в течении сотен миллионов лет служит широко известный опыт палеомагнитного анализа палеозойских офиолитов Южного Урала, Тянь-Шаня, Алтае-

Саянской области, Тувы, Монголии, Казахстана и многих других регионов [Печерский и др., 1983; История развития..., 1984; Печерский и Диденко, 1995].

(2) Распознаваемость ЛМА над инверсионно намагниченной корой прямо зависит от глубины ее залегания. Как было показано выше, глубина залегания палеоокеанских блоков в фундаменте осадочных бассейнов (10 – 15 км и более) значительно превышает глубину современных океанов (3 – 6 км). Понятно, что чем глубже источник, тем менее интенсивна создаваемая им аномалия, тем труднее ее зафиксировать, а затем отфильтровать из суммарного магнитного поля.

Резюмируя первые две проблемы, приходим к следующему выводу. Поиск в аномальном магнитном поле над глубокими осадочными бассейнами ЛМА, маркирующих древний спрединг, принципиально возможен постольку, поскольку возможно сохранение первичной палеомагнитной информации в достаточно древней океанской коре. Однако этот поиск требует, во-первых, возможно более детальной магнитометрической изученности и, во-вторых, сложных алгоритмов фильтрации “спрединговых” сигналов на фоне аномалий-помех. Поиск и выделение ЛМА над глубокими осадочными бассейнами описаны в разделе 3.2.

(3) Зафиксировать инструментально, а затем выделить малоамплитудные “спрединговые” ЛМА над глубокими осадочными бассейнами - это лишь частичное решение проблемы. Действительно, присутствие ЛМА над осадочными бассейнами - веский аргумент в пользу их палеоокеанского происхождения. Но датировать ЛМА (и, тем самым, определить возраст фундамента бассейна) - неизмеримо более сложная задача.

Прежде всего, для определения возраста ЛМА нужна надежная и независимая датировка инверсий геомагнитного поля. К настоящему времени составлено несколько вариантов довольно полных шкал геомагнитной полярности для фанерозоя и позднего протерозоя [Храмов и др., 1982; Печерский и Диденко, 1995]. Среднеюрско-кайнозойский интервал шкалы - аномалийный, т.е. привязанный к датированным ЛМА современных океанов (например, широко известная Ламонтская шкала); значительная часть палеозойско-протерозойского интервала шкалы является магнитостратиграфической, т.е. палеомагнитные данные привязаны к биостратиграфической шкале. Для получения полноценной магнитохронологической шкалы я объединил имеющиеся шкалы в единую сводную, а затем откалибровал последнюю абсолютными возрастными датировками, заимствованными из Шкалы геологического времени 1989 года [Harland et al., 1990].

Дополнительная трудность перенесения модели Вайна-Мэтьюза из океана на сушу состоит в том, что при датировке ЛМА в современном океане геофизики всегда имеют “точку отсчета” -

современный центр спрединга на оси СОХ, кору с "нулевым возрастом", от которой и ведется отсчет более древних ЛМА. Над глубокими осадочными бассейнами, особенно когда они представляют собой "остаточные океаны", ЛМА развиты фрагментарно. Возникает ситуация, когда нам не к чему привязаться, поскольку нет даже уверенности, что древний центр спрединга сохранился в небольших фрагментах океанской коры, которые когда-то были частью обширных океанов, а потом стали фундаментом глубоких осадочных бассейнов. Поэтому методы идентификации ЛМА над последними представляют самостоятельную сложную задачу, о которой подробно пойдет речь в разделе 3.3.

### **3.2 Структура аномального магнитного поля и выделение ЛМА**

На рис. 3.1 приведены спектральные характеристики аномального магнитного поля над Обским палеоокеаном, глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа и Прикаспийским бассейном.

Общей чертой всех бассейнов является то, что в их сложном полигенном магнитном поле уверенно выделяются как минимум две наиболее энергоемких составляющих - длинноволновая (ДВ) и средневолновая (СВ), спектральные характеристики которых приведены в таблице 5. Также чрезвычайно важно, что ДВ- и СВ-аномалии магнитного поля четко разделены минимумами спектров, что дает принципиальную возможность трансформации суммарного поля - разделения его на моногеничные составляющие без существенного искажения формы и амплитуды последних.

*Таблица 5. Спектральные характеристики различных составляющих аномального магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами.*

Составляющая:	Длинноволновая		Средневолновая	
	Длина волны, км	Амплитуда, нТл	Длина волны, км	Амплитуда, нТл
Север Западной Сибири (Обский палеоокеан)	110 – 190	100 – 400	30 – 70	40 – 120
Восточная часть Баренцево-Карского шельфа (Северо- и Южно-Баренцевский)	100 – 150	70 – 130	25 – 45	10 – 20
Уединения	140 – 200	80 – 160	65 – 95	30 – 90
Северо-Новоземельский	100 – 260	110 – 210	40 – 70	80 – 120
Южно-Карский	200 – 290	90 – 130	50 – 70	90 – 110
Прикаспийский	110 – 190	80 – 130	55 – 70	70 – 110

Что касается аномалий более высокочастотной части спектра (коротковолновых, КВ), то достоверность их выделения зависит в основном от качества магнитометрической изученности конкретного бассейна. Например, в северных районах Западной Сибири и в

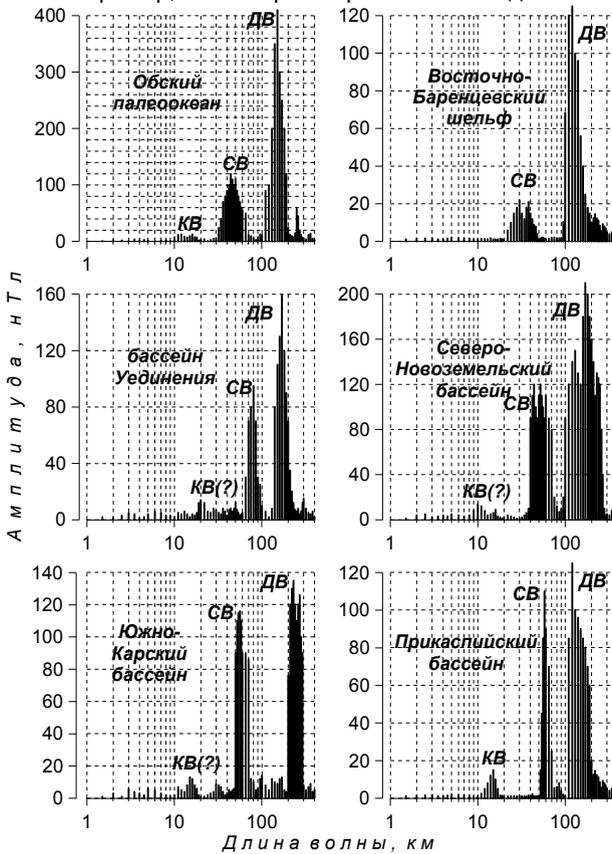


Рис. 3.1. Спектральные характеристики аномального магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами.

Прикаспийском бассейне, где в качестве исходных использовались данные аэромагнитных съемок масштаба 1 : 50000, на частотах, соответственно, 10 – 20 и 15 – 20 км выделяются аномальные составляющие с амплитудами 5 – 15 и 10 – 15 нТл, выходящими за пределы погрешности съемок. Напротив, над бассейнами арктического шельфа, где качество магнитометрической изученности как минимум на порядок ниже, чем на суше, отдельные пики в высокочастотных частях спектров, скорее всего, имеют ложный характер, т.к.

амплитуда связанных с ними аномалий магнитного поля находится в пределах погрешности съемок.

Как видно из табл. 5, амплитудное соотношение ДВ- и СВ-аномалий магнитного поля изменяется в широких пределах: от 1:1 (Южно-Карский и Прикаспийский бассейны) до 7:1 (бассейны восточной части Баренцевского шельфа). Это создает значительные трудности для трансформации поля, особенно в тех случаях, когда приходится выделять низкоамплитудный сигнал (СВ-аномалии) на фоне высокоамплитудных помех (ДВ-аномалии).

Одной из главных характеристик, позволяющей классифицировать ту или иную составляющую аномального магнитного поля над осадочным бассейном как ЛМА, маркирующие древний спрединг, является ее периодичность. Понятно, что для “спредингового” сигнала в силу его инверсионного источника следует ожидать более высокой периодичности, чем для магнитных аномалий иной природы, затушевывающих “спрединговый” сигнал (ДВ-аномалии) или осложняющих его (КВ-аномалии).

Периодичность различных составляющих аномального магнитного поля  $V$  оценивалась по соотношению экстремумов их автокорреляционных функций (АКФ), вычисленных в скользящем окне для длинных профилей, пересекающих глубокие осадочные бассейны и выходящие в их обрамление:

$$V = \text{abs}(R_m/R_0),$$

где  $R_m$  – минимальное, а  $R_0$  – максимальное значения АКФ. В качестве минимального значения АКФ рассматривается ее первый

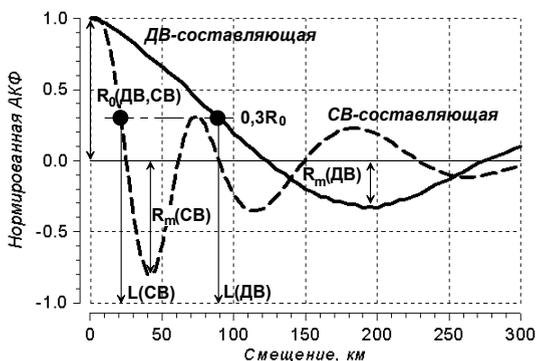


Рис. 3.2. Пояснение к оценке периодичности составляющих аномального магнитного поля и выбору окна фильтрации.

минимум, а при использовании АКФ, нормированной максимальным значением (дисперсией), ее значение в начале координат равно единице (рис. 3.2). Соответственно,

$$V = \text{abs}(R_m).$$

Коэффициент периодичности  $V$  имеет два предельных значения:  $V \approx 0$  для поля, описываемого чисто аperiodической функцией, и  $V \approx 1$  - для поля, описываемого чисто периодической функцией. На практике [Вычислительная математика..., 1982] при значениях  $V > 0,5$  функция, описывающая поле, считается квазипериодической.

На рис. 3.3 приведен пример анализа периодичности различных составляющих аномального магнитного поля в северных районах Западной Сибири. Используются данные высокоточной аэромагнитной съемки, позволяющие уверенно выделить из исходного поля все три класса составляющих, включая коротковолновую (см. рис. 3.1).

Видно, что для ДВ- и КВ-составляющих коэффициенты периодичности  $V$  изменяются вдоль профилей весьма слабо: если на диаграммах и присутствуют отдельные пики, то они носят случайный характер. То, что в среднем коэффициент периодичности ДВ-составляющей (0,1 – 0,2) ниже, чем у КВ-составляющей (0,3 – 0,5), легко объясняется тем, что с возрастанием порядка (частоты, периода, длины волны) трансформанты неизбежно увеличивается и степень периодичности описывающей ее функции. Именно поэтому КВ-составляющие геофизических полей почти всегда оказываются квазипериодическими [Вычислительная математика..., 1982].

Совершенно иначе дело обстоит со СВ-составляющей аномального магнитного поля. В западной и восточной частях обоих профилей коэффициент периодичности не превышает 0,2 – 0,3 и функция, описывающая СВ-составляющую, таким образом, является аperiodической. В центральных же частях обоих профилей наблюдаются отчетливые интервалы шириной 200 – 350 км высоких (0,8 – 0,9) значений коэффициента периодичности. Эти интервалы в точности соответствуют депрессии Обского палеоокеана.

Таким образом, выясняется еще одна отличительная черта аномального магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами - высокая периодичность его СВ-составляющей, связанная, по всей вероятности, с инверсионной ("спрединговой") природой источников ее аномалий. По данному критерию глубокие осадочные бассейны резко отличаются от регионов обрамления, где СВ-составляющая аномального магнитного поля описывается аperiodической или слабопериодической функциями.

После того, как была установлена специфика СВ-аномалий магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами, естественным следующим шагом стало их выделение из суммарного поля. Для этой цели использован метод энергетической фильтрации (ABPF – Adaptive Band-Pass Filtering). Идея метода предложена в 1979 г. А.А.Никитиным [Никитин, 1979], алгоритмы и программы разработаны в 1992 г. в Центре геодинимических исследований ТЕТИС. Блок-схема метода ABPF приведена на рис. 3.4.

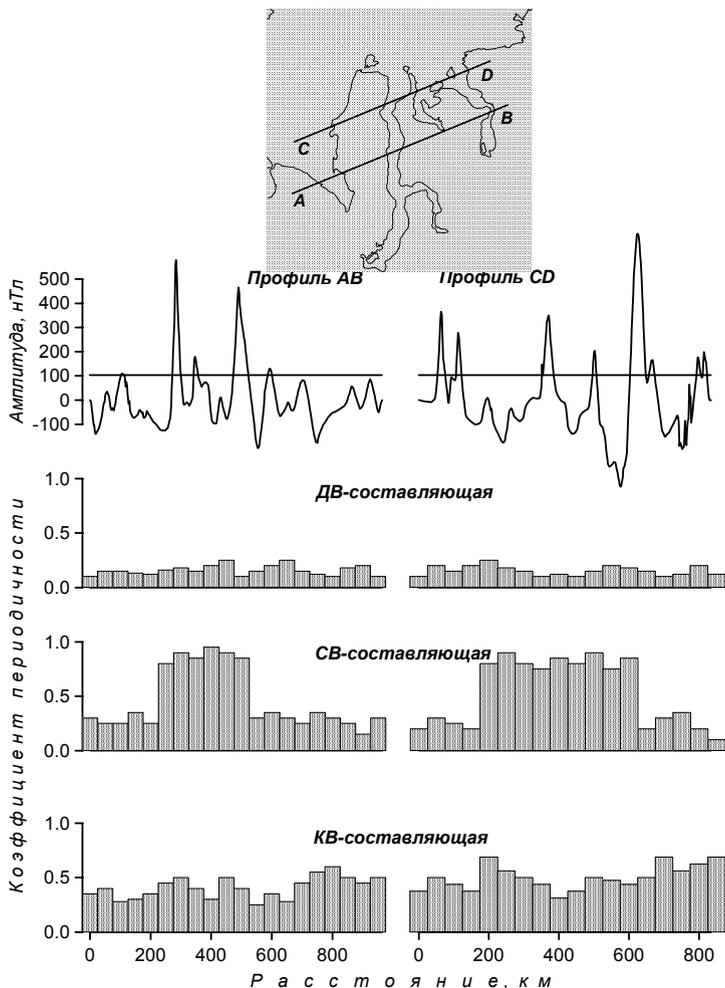


Рис. 3.3. Оценка степени периодичности составляющих аномального магнитного поля на длинных профилях в северных районах Западной Сибири.

Как уже говорилось, составной частью метода АВРФ, имеющей самостоятельную ценность, является вычисление по заданным значениям сигнала (исходного поля или его разностной составляющей) нормированной автокорреляционной функции (НАКФ). Во-первых, как уже говорилось, по характеру НАКФ оценивается периодичность сигнала. Предполагается, что "спредингный" сигнал, обусловленный знакопеременной намагниченностью палео-

океанской коры, по самой своей природе должен быть высоко-периодичным. Во-вторых, НАКФ используется для приближенной оценки глубин источников анализируемой составляющей магнитного поля.



Рис. 3.4. Блок-схема метода энергетической фильтрации.

При разделении аномального магнитного поля на составляющие, НАКФ служит основой (1) определения ширины полосы фильтрации и (2) пересчета значений НАКФ в весовые коэффициенты фильтра. В этом состоит основное преимущество метода ABPF перед другими трансформациями потенциальных полей. Свертка производится с переменными весовыми коэффициентами, что обеспечивает минимальные частотно-амплитудные искажения сигнала.

Заключительный этап применения метода ABPF - получение разностной составляющей путем вычитания отфильтрованного сигнала из исходного. Решение о возможности и необходимости дальнейшей фильтрации либо принимается интерпретатором, либо определяется самим принципом фильтрации: самая высокочастотная составляющая должна иметь радиус не меньший, чем удвоенное

значение дискретности задания исходного поля. При положительном решении вся процедура фильтрации повторяется, с той лишь разницей, что вместо исходного поля в качестве фильтруемого сигнала теперь выступает его разностная составляющая. Таким образом, на выходе метода ABPF присутствуют несколько составляющих исходного аномального магнитного поля, каждая из которых содержит аномалии, близкие по статистическим характеристикам.

На рис. 3.5 показан пример использования метода ABPF для фильтрации аномального магнитного поля Восточно-Баренцевского

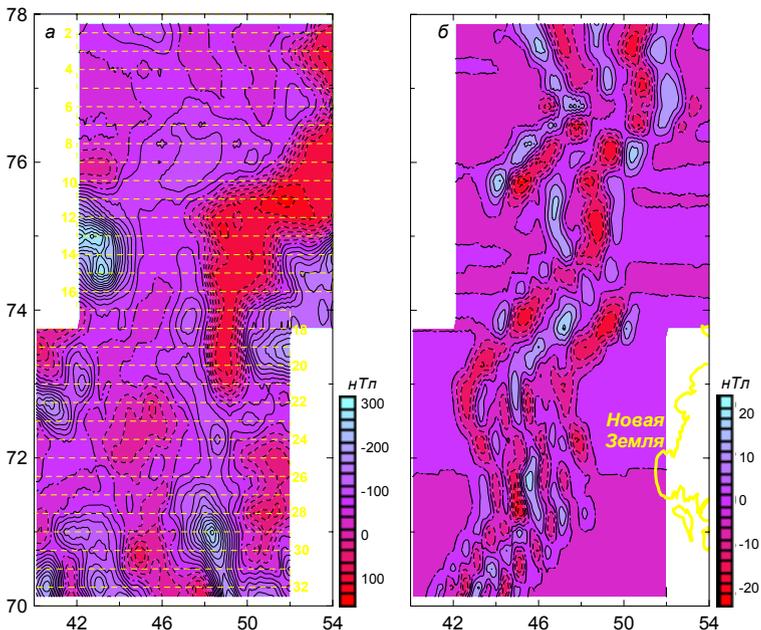


Рис. 3.5. Аномальное магнитное поле (а) и линейные магнитные аномалии (ЛМА), выделенные энергетическим фильтром (б) над глубокими осадочными бассейнами восточной части Баренцевского шельфа. На левом рисунке показаны профили фильтрации.

шельфа. Результат частотного анализа - выделение из исходного поля суммарной интенсивностью  $\pm 100 - 200$  нТл системы средне-волновых (длины волн 25 – 45 км) высокопериодичных линейных магнитных аномалий (ЛМА) интенсивностью  $\pm 10 - 20$  нТл. Область развития ЛМА совпадает с наиболее погруженной частью осадочных бассейнов восточной части Баренцевского шельфа, характеризующейся аномально утоненной и плотной корой (см. рис. 2.3 и 2.11).

Еще более четко упорядоченность ЛМА над Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами просматривается на графиках СВ-

составляющей магнитного поля (рис. 3.6). Видно, что ширина области развития ЛМА уменьшается с севера на юг от 300 до 100 км. В этом же направлении увеличивается дифференцированность поля СВ-составляющей и последовательно “исчезают” краевые ЛМА. В совокупности эти особенности свидетельствуют о спрединге бассейнов Восточно-Баренцевского шельфа по схеме продвигающегося рифта (см. раздел 1.2) относительно близко расположенного полюса раскрытия [Карасик, 1971]. Краевые ЛМА симметричны относительно осевой аномалии, непрерывно протягивающейся на расстояние около 1000 км.

В результате применения метода ABPF, системы упорядоченных средневолновых ЛМА обнаружены над всеми глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа (рис. 3.7). На карту вынесены также ЛМА северной части Обского палеоокеана, идентификация которых была первым опытом поиска скрытой линейности аномально магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами [Аплонov, 1986, 1987, 1990].

Наряду с общей особенностью - четкой линейностью высокоградиентных ЛМА над наиболее погруженными частями глубоких осадочных бассейнов и отсутствием ЛМА за их пределами, анализ рис. 3.7 показывает индивидуальность структуры ЛМА в каждом бассейне.

Прежде всего, налицо четкие частотно-амплитудные отличия СВ-аномалий магнитного поля в каждом бассейне, уже указанные в табл. 5. В какой-то степени эти отличия могут быть объяснены различной глубиной залегания фундамента. Например, в аномально глубоком Южно-Баренцевском бассейне (фундамент погружен до 18 – 20 км) амплитуда ЛМА не превышает 20 нТл, а в относительно неглубоких Северо-Новоземельском бассейне (до 12 км) и Обском палеоокеане (до 14 км) - достигает 100-120 нТл. Вместе с тем, высокая амплитуда (до 80 – 90 нТл) характерна и для СВ-аномалий над бассейном Уединения, где их источники также погружены на значительную (18 – 20 км) глубину.

Только в двух случаях - над бассейнами Обского палеоокеана и в восточной части Баренцевского шельфа, - отфильтрованные ЛМА обнаруживают осевую симметрию, что позволяет предполагать сохранение отмерших центров спрединга в палеоокеанских блоках фундамента (тип “несостоявшихся океанов”, см. главу 1). Над бассейнами же Карского шельфа (Северо-Новоземельским, Уединения и Южно-Карским) в поле СВ-аномалий просматриваются лишь изолированные системы ЛМА, а следовательно, палеоокеанские блоки, представляющие фундамент этих бассейнов, являются, по-видимому, лишь незначительными фрагментами обширных океанов, сохранившимися на стадии аккреции и коллизии (тип “остаточных

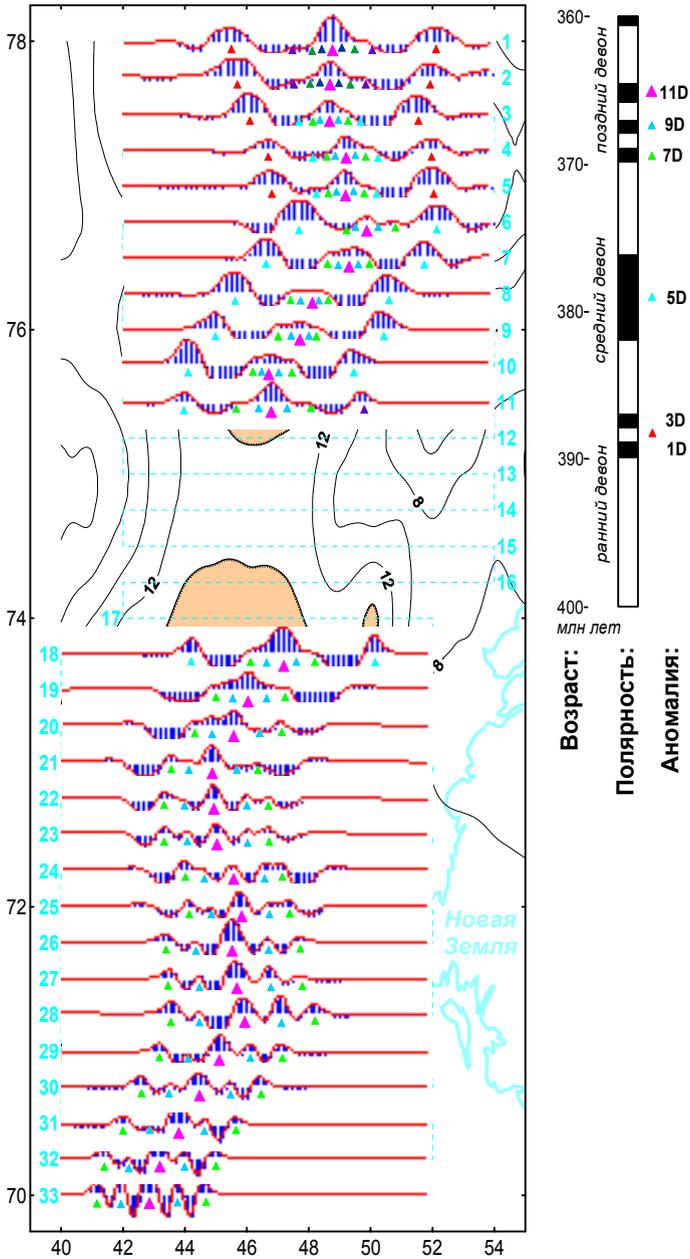


Рис. 3.6. Графики линейных магнитных аномалий над глубокими осадочными бассейнами восточной части Баренцевского шельфа.

океанов”, см. главу 1).

В Обском палеоокеане и в бассейнах восточной части Баренцевого шельфа отмечается четкая тенденция “потери” краевых ЛМА при перемещении с севера на юг. Как уже отмечалось в главе 1, такая особенность свидетельствует о развитии центра

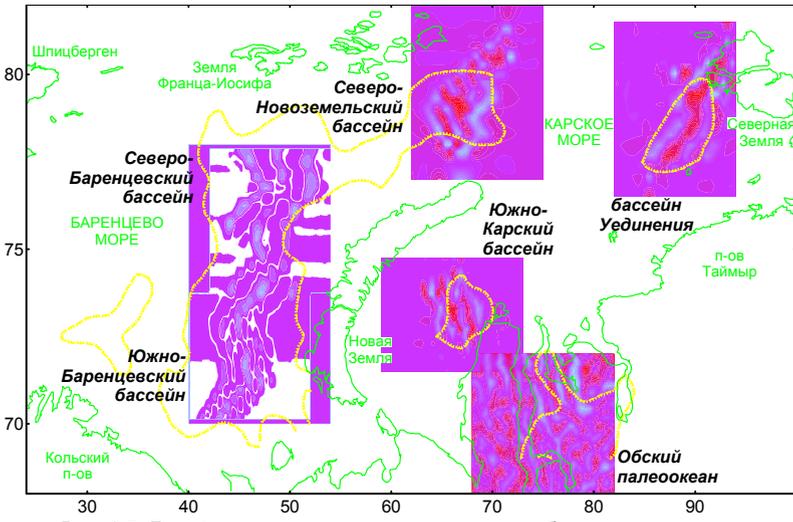


Рис. 3.7. Линейные магнитные аномалии над глубокими осадочными бассейнами арктического шельфа и прилегающей суши.

спрединга по схеме продвигающегося рифта, когда раскол краев континентов не является изохронным и омолаживается в направлении продвижения.

Весь Прикаспийский бассейн (рис. 3.8) попадает в область низкоградиентного отрицательного аномального магнитного поля интенсивностью 200 – 250 нТл. Над внутренней, наиболее погруженной частью бассейна фильтрация поля выполнена по 11-ти профилям юго-запад - северо-восточного простирания. Выделенные методом ABPF СВ-аномалии имеют общее субширотное простирание и амплитуду до  $\pm 100$  нТл.

Особенностью ЛМА Прикаспийского бассейна является довольно четкое, непрерывное прослеживание осевой аномалии (рис. 3.9), однако число краевых аномалий при этом меняется от профиля к профилю, не обнаруживая какой-либо системы (как в приведенных выше примерах Обского палеоокеана и Восточно-Баренцевого шельфа). По-видимому, такая особенность говорит о прерывистом, пульсирующим характере спрединга, сформированного палеоокеанский блок Прикаспийского бассейна, при котором раскрытие хотя и шло от единой оси, но разные части бассейна начали раскрываться в разное время, “пунктирно”.

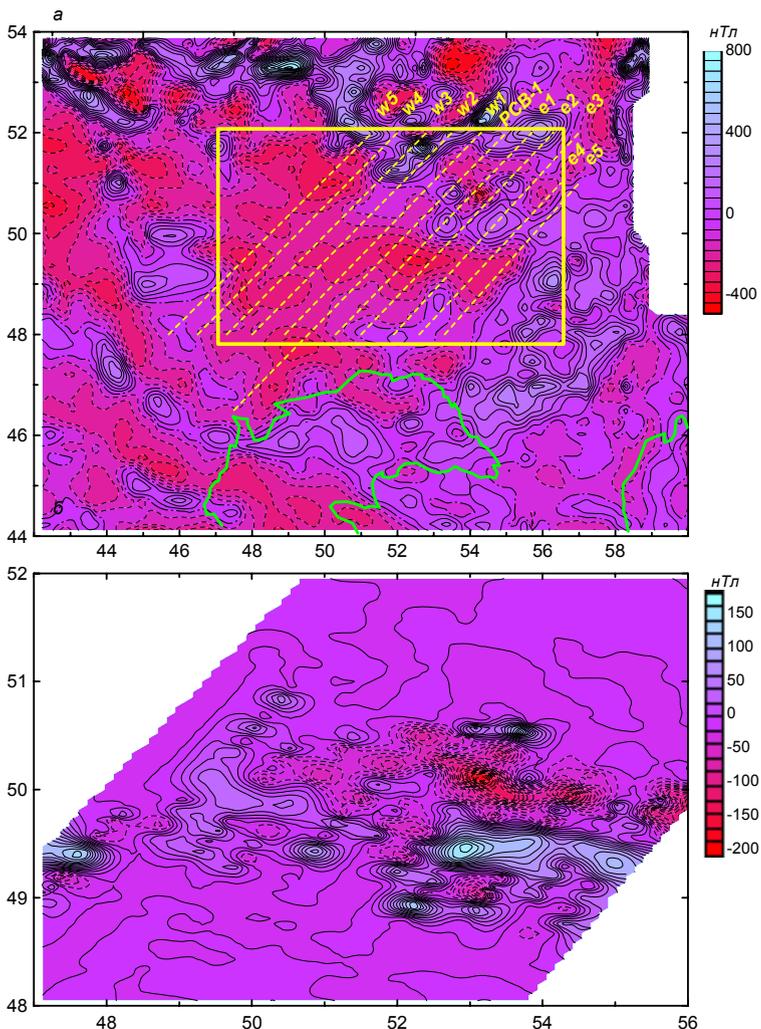


Рис. 3.8. Аномальное магнитное поле (а) и линейные магнитные аномалии (ЛМА), выделенные энергетическим фильтром (б) над Прикаспийским бассейном. Показаны профили фильтрации.

В следующем разделе речь пойдет об идентификации ЛМА над глубокими осадочными бассейнами, и на этой основе - определении возраста и параметров спрединга палеоокеанской коры, залегающей в их основании. Пока же отметим, что специфический спектральный состав аномального магнитного поля

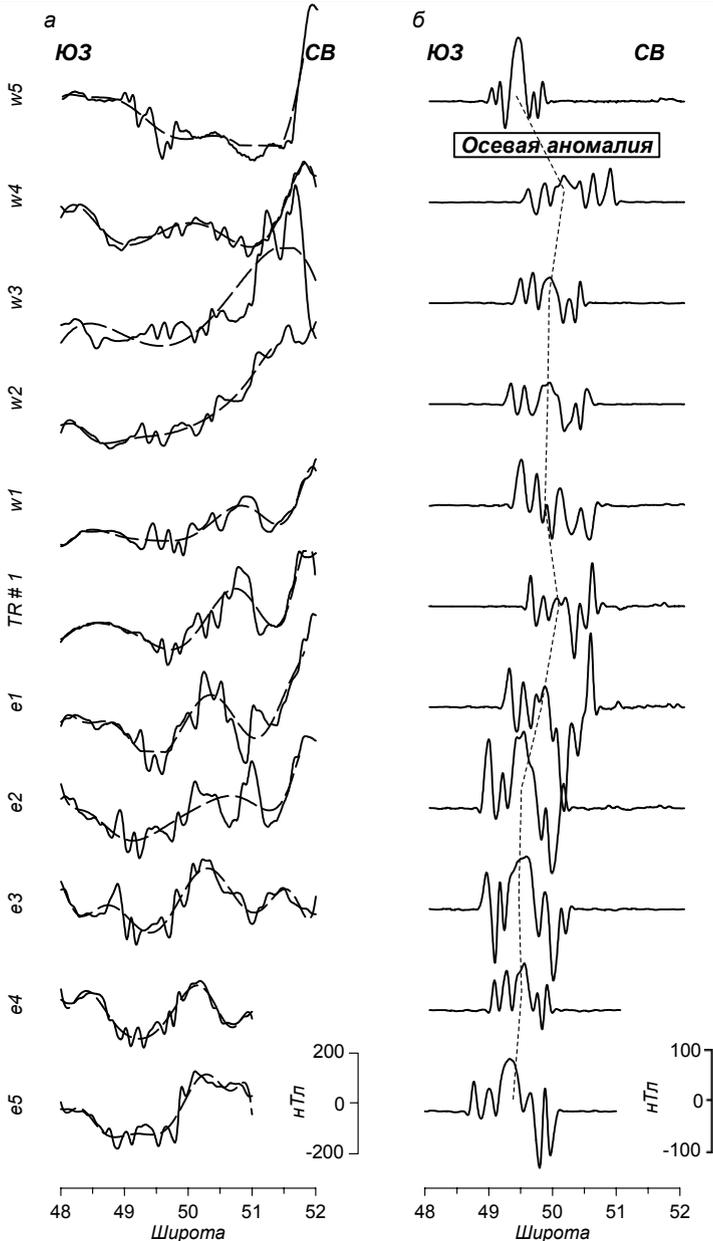


Рис. 3.9. Графики аномального магнитного поля и его длинноволновой составляющей (а) и линейных (средневолновых) магнитных аномалий (б) над Прикаспийским бассейном.

над глубокими осадочными бассейнами, наличие над ними и отсутствие за их пределами ЛМА, чрезвычайно схожих по частотно-амплитудным характеристикам с магнитными аномалиями современных СОХ, точное совпадение областей развития ЛМА с независимо выделенными областями аномально тонкой и плотной коры - все эти факты не могут быть случайными. Вероятно, каждый из них, с учетом сложности и неоднозначности интерпретации, мог бы быть поставлен под сомнение, но в совокупности они не оставляют сомнений в том, что ЛМА над глубокими осадочными бассейнами имеют ретроспективную природу и маркируют древний спрединг океанской коры, ныне залегающей в основании этих осадочных бассейнов.

### **3.3. Идентификация ЛМА, возраст и параметры спрединга палеоокеанской коры**

Как уже говорилось выше, хотя обнаружение скрытых ЛМА над глубокими осадочными бассейнами независимо подтверждает палеоокеанский генезис их фундамента, долгое время после того, как ЛМА были впервые выделены, по ним не удавалось определить сколько-нибудь точный возраст залегающей в основании бассейнов палеоокеанской коры. Основные причины этого - обычно фрагментарное развитие ЛМА над ныне замкнутыми, часто изометричными бассейнами (см. рис. 3.7), а также полная недоступность наиболее глубоких частей их фундамента для непосредственного наблюдения.

Обский палеоокеан в Западной Сибири, над которым ЛМА были обнаружены впервые [Аплонов, 1986], является в этом отношении исключением, подтверждающим правило. Здесь возраст отфильтрованных ЛМА удалось определить, во-первых, благодаря сохранению в палеоокеанском блоке древнего центра спрединга и ненарушенной системы ЛМА (развитие структуры по типу "несостоявшегося океана"), а во-вторых, опираясь на непосредственные возрастные датировки и палеомагнитные измерения базальтов, все же вскрытых, хотя и ограниченным числом скважин, в крайней южной части Обского палеоокеана [Аплонов, 1987].

Поставив перед собой задачу разработки универсального метода определения возраста палеоокеанской коры по ЛМА, я исходил прежде всего из факта достаточно детальной изученности и более или менее корректной абсолютной датировки фанерозойских инверсий геомагнитного поля. Разумеется, еще до начала применения сложных процедур определения возраста палеоокеанской коры того или иного бассейна, о которых пойдет речь ниже, априори учитывались региональные геологические данные.

Так, например, материалы по Свальбарду и Тимано-Печорскому бассейну уже сами по себе подсказывают вероятность именно девонского рифтинга и спрединга в восточной части

Баренцевского шельфа. Хотя по данному вопросу существуют иные точки зрения [Грамберг, 1997], они, на мой взгляд, малоубедительны прежде всего с позиции геологии сопредельных с Баренцевским шельфом регионов.

Примерно также дело обстоит с северными районами Западной Сибири: относительно узкий интервал между временем герцинской консолидации фундамента региона и началом накопления платформенного чехла (то и другое события надежно датированы) просто не оставляет другого времени, кроме триаса, для проявления здесь деструктивных процессов, инициировавших заложение осадочного бассейна. Очевидно, что популярные некогда гипотезы о древнем (докембрийском) рифтинге в Западной Сибири [Афанасьев, 1977; Шаблинская, 1982; Кунин и Иогансон, 1984] сейчас имеют лишь историческую ценность.

В то же время возможности экстраполяции региональных геологических данных с обрамления глубоких осадочных бассейнов на их внутренние области далеко не универсальны и могут привести к ошибкам. Примером в этом отношении является Прикаспийский бассейн, для которого некоторыми исследователями [Волож и др., 1999] предполагается докембрийский (рифейский) возраст заложения. Для таких предположений как-будто есть основания: во-первых, огромная мощность подсолевого комплекса осадочного чехла Прикаспийской впадины, и, во-вторых, тот факт, что в Прикаспийский бассейн раскрывается Пачелмский авлакоген (палеорифт) Восточно-Европейской платформы (см. рис. 2.4). Однако полученные мною результаты, как будет показано ниже, все же отводят главную роль в заложении Прикаспийского бассейна девонскому рифтингу, хотя и не отрицают возможность наложения последнего на более древнюю область деструкции континентальной литосферы (об этом уже говорилось в разделе 2.3).

Суть разработанного метода определения возраста палеоокеанской коры по ЛМА и палеомагнитным данным сводится к следующему (рис. 3.10).

(1) Для каждого конкретного глубокого осадочного бассейна, в фундаменте которого по комплексу данных (в том числе - по наличию над бассейном ЛМА) предполагается присутствие блока палеоокеанской коры, осуществляется итерационный поиск вероятного интервала спрединга, сформировавшего эту кору.

(2) По шкале геомагнитной полярности палеозоя (цифровой вариант магнитостратиграфической шкалы Храмова [Храмов и др., 1982], калиброванной абсолютными датировками Харланда [Harland et al., 1990]) перемещается "скользящее окно", размеры которого (в млн. лет) задаются как отношение ширины палеоокеанского блока (области ано-

мально плотной коры, см.раздел 2.2) к полускорости спрединга. В качестве последней перебираются все значения, возможные на современной Земле - от 0,5 до 10 см/год, с шагом 0,5 см/год.

(3) Тестируются 2 модели: *билатерально симметричная*, предполагающая сохранение в палеоокеанском блоке фундамента древнего центра спрединга (тип “несостоявшийся океан”), и *асимметричная* - предполагающая, что палеоокеанский блок, ныне залегающий в фундаменте осадочного бассейна, сформировался по какую-то одну сторону от древнего центра спрединга (тип “остаточный океан”).

(4) Для каждого положения “скользящего окна” соответствующий интервал шкалы геомагнитной полярности трансформируется в модель инверсионного магнитоактивного слоя. При этом учитываются рельеф поверхности фундамента и заданная полускорость спрединга.

(5) Рассчитанное от модели магнитное поле сопоставляется с ЛМА, отфильтрованными над осадочным бассейном. Процедура повторяется последовательно для всех задаваемых значений полускорости спрединга.

(6) В конечном итоге, та модель, тот интервал шкалы геомагнитной полярности и та скорость спрединга, для которых достигается сильнейшая корреляция рассчитанных и отфильтрованных ЛМА, принимаются в качестве *наиболее вероятных параметров спрединга, сформировавшего палеоокеанскую кору, залегающую в основании глубокого осадочного бассейна*.

(7) На завершающем этапе проводится перебор наклонений намагненности модели инверсионного магнитоактивного слоя в интервале  $0^\circ - 90^\circ$  с шагом  $10^\circ$ . Определяется то значение наклона, при котором достигается наилучшее совпадение рассчитанных и отфильтрованных ЛМА. Оптимальное наклонение намагненности трансформируется в палеошироту формирования палеоокеанского блока.

Выполнение всех перечисленных процедур превращает определение возраста палеоокеанской коры, залегающей в основании глубоких осадочных бассейнов, в чрезвычайно сложный и трудоемкий итерационный процесс. Достаточно сказать, что для одного конкретного бассейна описанный метод требует около  $10^5$  (!) последовательных итераций.

Надо признать, что начав разработку описанного выше метода определения возраста коры глубоких осадочных бассейнов по ЛМА, я отнюдь не был уверен в конечном успехе его применения. Априори

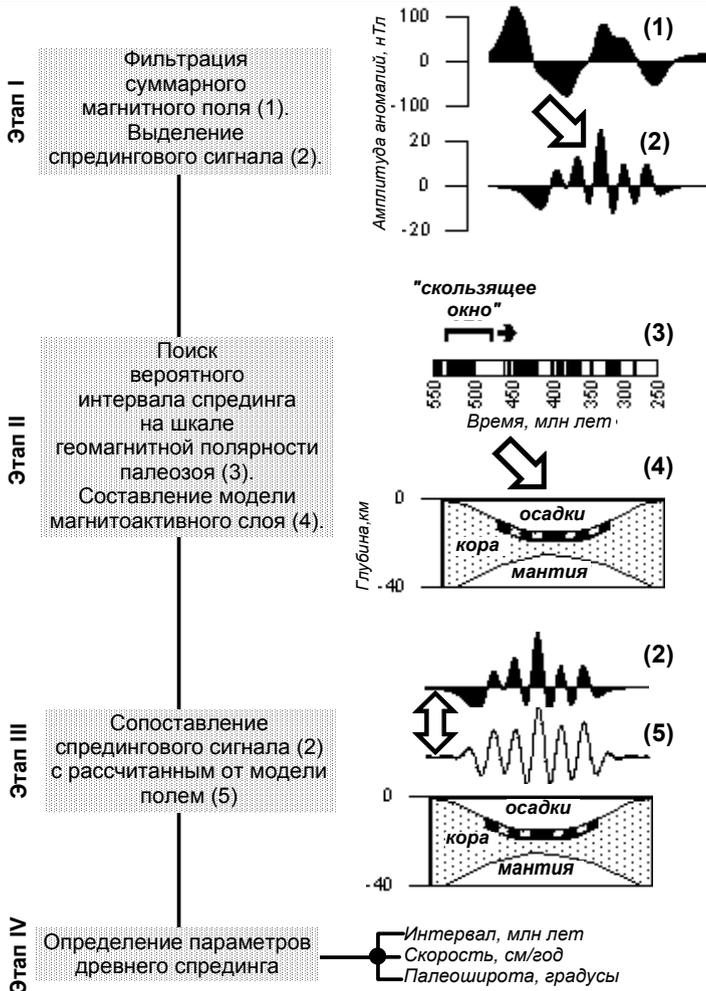


Рис. 3.10. Блок-схема метода определения возраста палеоокеанской коры по линейным магнитным аномалиям и палеомагнитным данным.

казалось, что неравномерная изученность фанерозойских (прежде всего - палеозойских и раннемезозойских) инверсий геомагнитного поля, а также условность и неточность датировок инверсий, не позволят получить на выходе метода однозначный результат. Иными словами, на палеозойской шкале геомагнитной полярности окажется столько "похожих" интервалов, что из них, в рамках принятых модельных представлений и неизбежных допущений, невозможно будет выбрать оптимальный.

Дело осложнялось еще и тем, что в качестве критерия подбора инверсионной модели магнитоактивного слоя использовалось, строго говоря, не само аномальное магнитное поле (как это делают, применяя модель Вайна-Мэтьюза в современных океанах), а лишь его трансформанта - ЛМА, отфильтрованные из суммарного поля. В таких условиях прямое сопоставление рассчитанных и отфильтрованных ЛМА некорректно; их совпадение не является критерием правильности заданной модели инверсионного магнитоактивного слоя. В этой связи, прежде чем сопоставлять с отфильтрованными ЛМА рассчитанное от модели магнитное поле, последнее также сглаживалось полосовым фильтром в том же окне и с теми же весовыми коэффициентами, которые перед этим автоматически выбирались энергетическим фильтром при выделении из аномального магнитного поля его СВ-составляющей.

Тем не менее, результат оправдал затраченные на его получение усилия. На рис. 3.11 приведены диаграммы, показывающие силу корреляционной связи между рассчитанными и отфильтрованными ЛМА для каждого из изученных глубоких осадочных бассейнов при оптимальных параметрах "скользящего окна".

Видно, что для каждого бассейна выделяется *единственный* вероятный интервал спрединга, в котором сила корреляционной связи между отфильтрованными и рассчитанными ЛМА *значимо выше* (0,7 – 0,8), чем за его пределами (0,1 – 0,3).

В бассейнах восточной части Баренцевского шельфа оптимальной оказалась, как уже сказано, билатерально симметричная модель магнитоактивного слоя, указывающая на сохранение в палеоокеанском блоке фундамента древнего центра спрединга. Оптимальный интервал спрединга приходится на девон, 390 – 360 млн лет. Палеоокеанская кора намагничена под углом 15° – 20° (современное наклонение вектора геомагнитного поля для данных широт - около 80°).

При этом между Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами выявлены некоторые различия. В Северо-Баренцевском бассейне оптимальный интервал спрединга охватывает почти весь девон (390 – 360 млн лет), а скорость спрединга определена как 1,0 – 1,5 см/год. В Южно-Баренцевском бассейне интервал спрединга короче (375 – 360 млн лет), но при этом скорость спрединга выше (2,5 – 3,0 см/год). Прекращение спрединга в обоих бассейнах - одновременное, оно датируется концом девона - самым началом карбона (360 млн лет).

Для всех трех бассейнов Карского шельфа (Уединения, Северо-Новоземельского и Южно-Карского) оптимальными оказались несимметричные модели магнитоактивного слоя, свидетельствующие о том, что сохранившиеся в их фундаменте блоки палеоокеанской коры формировались по какую-то одну

сторону от древнего центра спрединга. Вычисленные оптимальные интервалы, скорости спрединга и наклонения геомагнитного поля в момент формирования палеоокеанской коры составляют,

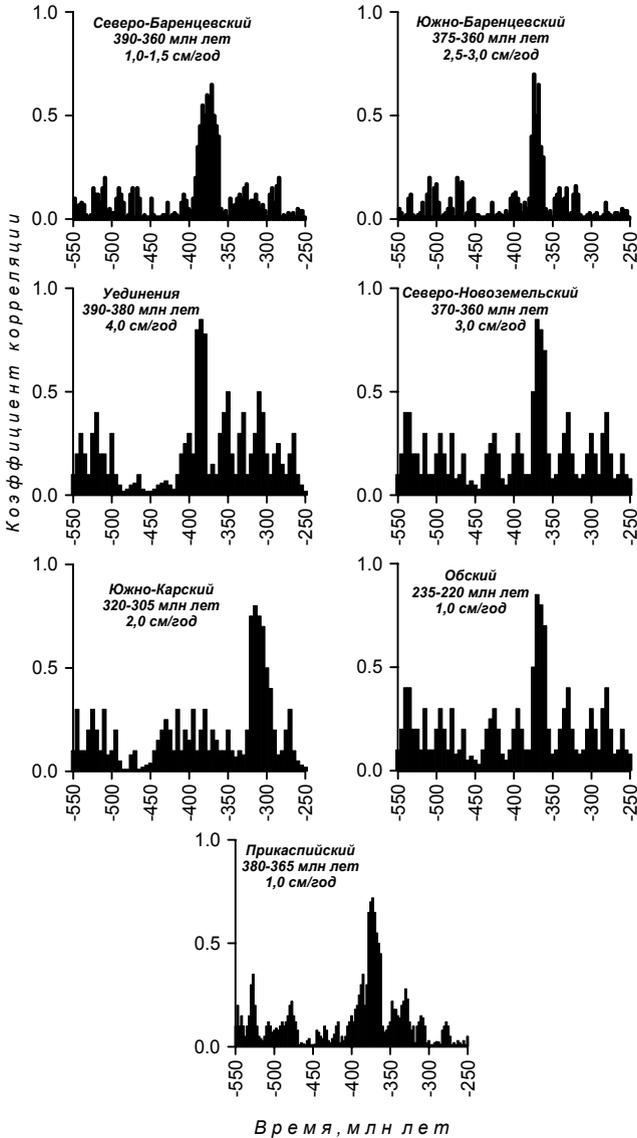


Рис. 3.11. Определение возраста и параметров спрединга палеоокеанской коры, залегающей в основании глубоких осадочных бассейнов.

соответственно: для бассейна Уединения - 390 – 380 млн лет (ранний - средний девон), 4 см/год и 20°; для Северо-Новоземельского бассейна - 370 – 360 млн лет (поздний девон), 3 см/год и 10°; для Южно-Карского бассейна - 320 – 305 млн лет (поздний карбон), 2 см/год и 50°.

Таким образом, по данным интерпретации ЛМА, глубокие осадочные бассейны восточной части Баренцевого и северной части Карского шельфов подстилаются девонской океанской корой, сформировавшейся в низких широтах (5° – 10°), а Южно-Карский бассейн - океанской корой каменноугольного возраста, сформировавшейся в умеренных (около 30°) широтах.

Для восточной части Баренцевого шельфа, где в фундаменте сохранилась не только девонская океанская кора, но и древний центр спрединга, от которого шло ее формирование, интерпретация ЛМА позволяет составить полноценную схему возраста палеоокеанской коры, залегающей в основании Северо- и Южно-Баренцевого глубоких осадочных бассейнов (рис. 3.12).

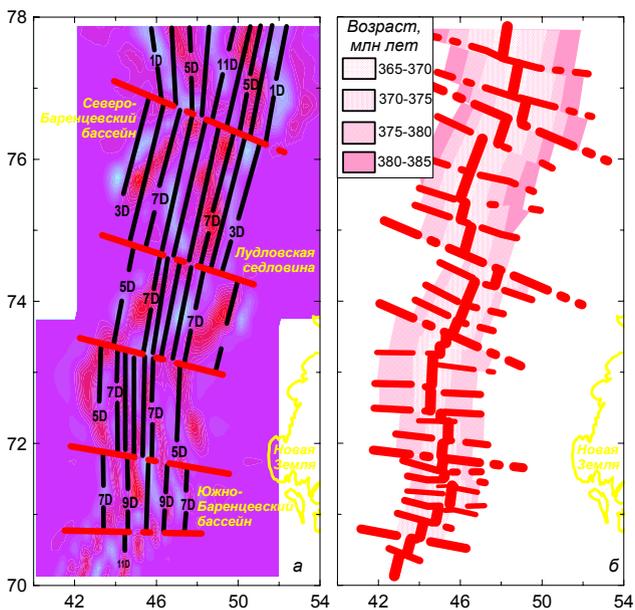


Рис. 3.12. Идентификация линейных магнитных аномалий (а) и схема возраста палеоокеанской коры, залегающей в фундаменте Восточно-Баренцевого шельфа (б).

Для идентификации ЛМА (магнитных изохрон) принята их сплошная нумерация, при которой положительным аномалиям

(эпохам прямой геомагнитной полярности) соответствует нечетный номер, увеличивающийся с омоложением изохрон (обратно тому, как это делается в пределах современных СОХ). Индекс "D" означает Devonian (девон). Таким образом, весь интервал спрединга палеоокеанской коры, залегающей в фундаменте восточной части Баренцевского шельфа, маркируется ЛМА от 1D (краевая аномалия) до 11D (осевая аномалия, соответствующая древнему центру спрединга).

На схеме изохрон палеоокеанского дна видны отчетливые свидетельства продвижения девонского центра спрединга с севера на юг (в современных координатах). Древнейшая магнитная изохрона 1D (390 млн лет) не заходит южнее трансформного разлома на 77°с.ш.; более молодая изохрона 3D (385 млн лет) "выклинивается" севернее Лудловской седловины (75° с.ш.), разделяющей Северо- и Южно-Баренцевский бассейны. Таким образом, в Южно-Баренцевском бассейне спрединг начался лишь 380 – 375 млн лет назад (изохрона 5D), т.е. на 10 – 15 млн лет позже, чем в Северо-Баренцевском бассейне. В районе 71° с.ш. вся система ЛМА вырождается в единственную осевую аномалию 11D, а еще южнее, на суше, девонский центр спрединга Восточно-Баренцевского шельфа переходит в девонский Печоро-Колвинский авлакоген (палеорифт) - осевую структуру Тимано-Печорского бассейна.

Для Обского палеоокеана, как уже говорилось, идентификация ЛМА была выполнена раньше всего и ее, по видимому, следует считать наиболее надежной по сравнению со всеми другими, позднее изученными глубокими осадочными бассейнами, поскольку, во-первых, идентификация ЛМА подтверждена здесь непосредственными возрастными датировками и палеомагнитными измерениями базальтов, а во-вторых, формирование Обского палеоокеана приходится на относительно молодой и хорошо изученный палеомагнитными методами интервал - триас.

Тем не менее, для контроля работоспособности созданного метода, параметры спрединга палеоокеанской коры в Обском палеоокеане были определены повторно (см. рис. 3.11). Как и ожидалось, оптимальной здесь оказалась билатерально симметричная модель магнитоактивного слоя (тип "несостоявшийся океан"). Интервал спрединга определен как 235 – 220 млн лет (поздний триас), средняя скорость - около 1,0 см/год, наклонение геомагнитного поля в момент формирования палеоокеанской коры - 65° (палеоширота около 50°).

Также как для бассейнов восточной части Баренцевского шельфа, в Обском палеоокеане обнаружены четкие свидетельства продвижения с севера на юг, в глубь Западной Сибири, а для его Енисей-Хатангской ветви - с востока на запад. Схемы идентификации магнитных аномалий (принцип нумерации описан выше, индекс "Т" -

Triassic, триас) и изохрон палеоокеанской коры приведены на рис. 3.13.

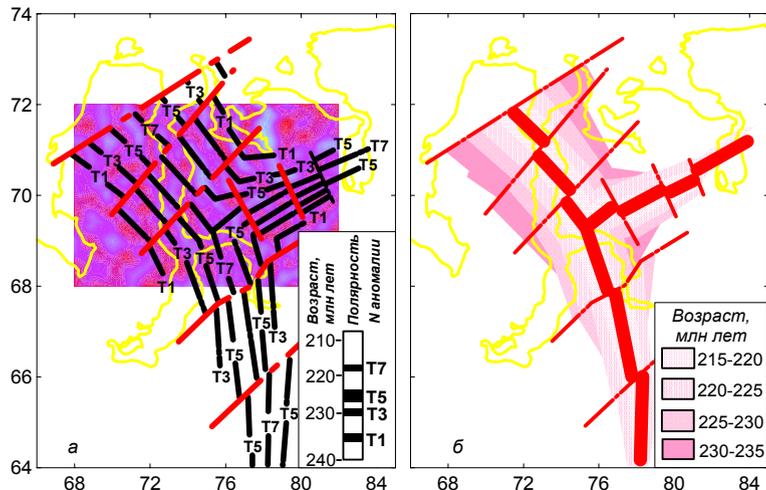


Рис. 3.13. Идентификация линейных магнитных аномалий (а) и схема возраста палеоокеанской коры, залегающей в фундаменте северных районов Западной Сибири (б).

Таким образом, в восточной части Баренцевского шельфа и в северных районах Западной Сибири идентифицированы ненарушенные последовательности ЛМА девонского (1D – 11D, 390 – 365 млн лет) и триасового (Т1 – Т7, 235 – 215 млн лет) возраста. Эти ЛМА маркируют спрединг разновозрастных структур, зародившихся как континентальные рифты и достигших в своем развитии стадии молодого океана. Соответственно, их активная эволюция, продолжавшаяся первые десятки миллионов лет, имела место на стадии начального раскола континентов, причем в глобальном плане девонский спрединг в восточной части Баренцевского шельфа и триасовый спрединг на севере Западной Сибири имеют много общих черт.

Как известно [Harland & Dowdeswell, 1988], перед девоном закрылся раннепалеозойский океан Япетус, в результате чего Северо-Американский и Европейский континенты соединились в единый материк - Еврамерику. По времени и пространству вспышка девонского рифтинга и спрединга в Печоро-Баренцевоморском регионе отвечает каледонско-свальбардским постколлизийным процессам. Много позже Урал и Западная Сибирь сформировались на месте закрытия Уральского океана, результатом чего стало объединение Еврамерики, Сибири и Казахстана в единый материк - Лавразию, северную ветвь Пангеи [История развития..., 1984]. Триасовый рифтинг и спрединг в Западной Сибири сопровождали герцинскую коллизию. Таким образом, в обоих случаях, на Баренцев-

ском шельфе и в Западной Сибири, мы видим регенерацию новых циклов Вилсона на месте завершившихся старых (см. главу 1). При этом примечательно, что новые циклы прекращаются уже на ранних стадиях (начального раскола континентов), а сформировавшиеся локальные оси спрединга превращаются в “несостоявшиеся океаны”.

В разделе 1.2 анализировались общие тенденции начальных расколов континентов. Они состоят прежде всего в эволюции новообразованных расколов по схеме продвигающихся рифтов, причем суммарная энергия рифтинга, как было показано, перераспределяется между поперечным расширением (спредингом) и удлинением (продвижением) рифтовой трещины.

То счастливое обстоятельство, что в фундаменте глубоких осадочных бассейнов восточной части Баренцевского шельфа и северных районов Западной Сибири сохранилась в ненарушенном виде древняя океанская кора, маркированная ЛМА, позволяет реконструировать кинематику девонского и триасового спрединга и тем самым выяснить, насколько характерны для их эволюции тенденции, описанные в главе 1 для более молодых и современных расколов континентов.

В табл. 6 и 7 приведены параметры раскрытия Западно-Сибирского и Восточно-Баренцевского “несостоявшихся океанов”, а на рис. 3.14 показаны кривые миграции дифференциальных (“мгновенных”) полюсов раскрытия обеих структур.

Таблица 6. Параметры раскрытия Обского палеоокеана и Енисей-Хатангского прогиба

Время, млн лет	Номера магнитных аномалий	Координаты “мгновенного” полюса раскрытия		Угловая скорость раскрытия, град/млн лет	Смещение полюса раскрытия по дуге большого круга, град	Скорость продвижения, град/млн лет
Обский палеоокеан						
235 – 232	T1 – T2	60,7	80,8	0,75	×	×
232 – 230	T2 – T3	59,8	79,1	1,25	1,23	0,61
230 – 227	T3 – T4	58,5	79,0	1,12	1,28	0,43
227 – 225	T4 – T5	57,7	75,3	0,59	2,12	1,06
225 – 222	T5 – T6	56,0	74,5	0,26	1,76	0,58
222 – 218	T6 – T7	55,4	74,0	0,14	0,67	0,17
Енисей-Хатангский прогиб						
235 – 232	T1 – T2	73,4	89,5	0,62	×	×
232 – 230	T2 – T3	73,4	91,5	1,85	0,57	0,28
230 – 227	T3 – T4	73,9	92,8	1,20	0,61	0,20
227 – 225	T4 – T5	75,0	94,3	0,80	1,17	0,58
225 – 222	T5 – T6	75,6	97,8	0,28	1,06	0,35
222 – 218	T6 – T7	75,9	99,2	0,09	0,46	0,11

Таблица 7. Параметры раскрытия Восточно-Баренцевского центра спрединга

Время, млн лет	Номера магнитных аномалий	Координаты "мгновенного" полюса раскрытия		Угловая скорость раскрытия, град/млн лет	Смещение полюса раскрытия по дуге большого круга, градусы	Скорость продвижения, град/млн лет
385 – 382	1D – 3D	68,0	42,0	0,80	×	×
382 – 380	3D – 4D	66,0	40,0	0,70	2,14	1,07
380 – 378	4D – 5D	64,0	44,0	0,85	2,62	1,31
378 – 374	5D – 6D	61,0	47,0	0,90	3,31	0,83
374 – 370	6D – 7D	60,0	43,0	1,30	2,21	0,55
370 – 368	7D – 9D	59,2	42,5	1,10	0,84	0,42
368 – 365	9D – 11D	58,7	42,7	0,57	0,50	0,17

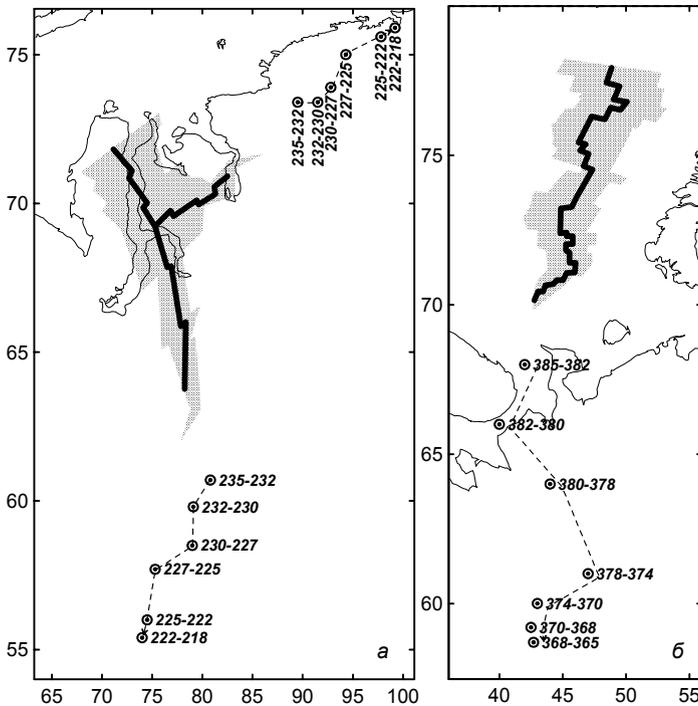


Рис. 3.14. Миграция полюсов раскрытия для Обского палеоокеана - Енисей-Хатангского прогиба (а) и для Восточно-Баренцевского центра спрединга (б).

Как триасовый центр спрединга в Западной Сибири, так и девонский в восточной части Баренцевского шельфа, раскрывались относительно близко расположенных “мгновенных” полюсов, закономерно смещавшихся в процессе их эволюции (см. рис. 3.14). Для Обского палеоокеана миграция полюсов раскрытия юг-юго-западная, для Енисей-Хатангского прогиба - восток-северо-восточная, для Восточно-Баренцевского центра спрединга кривая миграции имеет S-образную форму - на ранних этапах раскрытия “мгновенные” полюса смещались на юго-запад, затем - на юго-восток, далее - снова на юго-запад и на юг (все - в современных координатах). Именно близостью полюсов раскрытия объясняются относительно высокие угловые скорости спрединга всех трех рассматриваемых структур (до 1,85 град/млн лет в Енисей-Хатангском прогибе), при которых, однако, линейные скорости спрединга были весьма скромными (до 3 см/год в восточной части Баренцевского шельфа).

На рис. 3.15 показаны соотношения между скоростями спрединга и продвижения для всех трех рассматриваемых структур. Как и

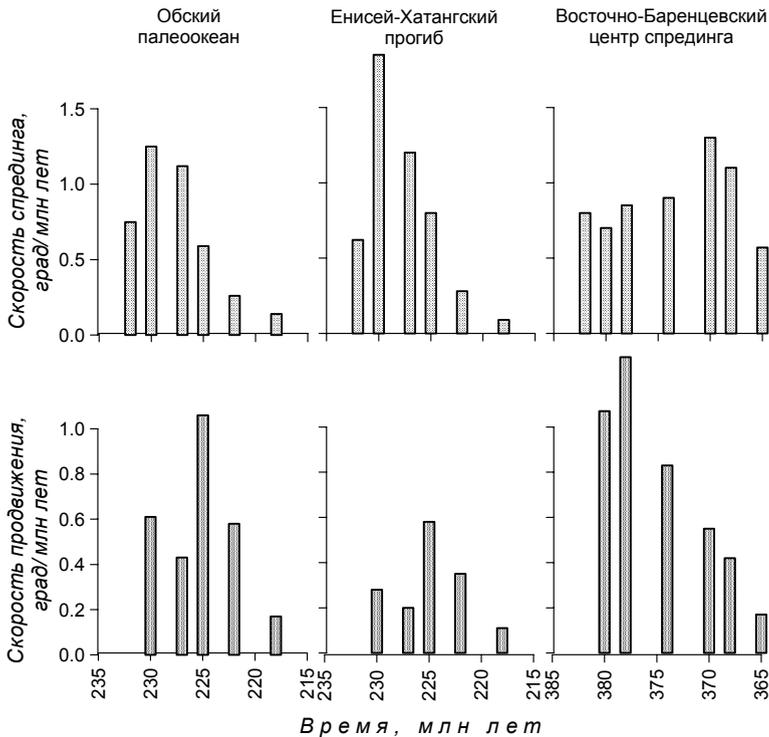


Рис. 3.15. Изменение скоростей спрединга и продвижения для Обского палеоокеана, Енисей-Хатангского прогиба и Восточно- Баренцевского центра спрединга.

следовало ожидать, в Обском палеоокеане и его менее развитом апофизе, Енисей-Хатангском прогибе, соотношение ортогональных компонент (скоростей спрединга и продвигения) однотипно. Максимум скорости спрединга приходится примерно на 230 млн лет, а продвижения - на 225 млн лет; позднее оба процесса монотонно затухают. Таким образом, как и в ранее изученных структурах (см. раздел 1.2), триасовый рифтинг и спрединг в Западной Сибири характеризуется перераспределением суммарной энергии рифтинга между ортогональными компонентами, спредингом и продвижением, при котором максимум скорости продвижения отстает по времени от максимума скорости спрединга. Ровно противоположная ситуация отмечается для Восточно-Баренцевского центра спрединга, где суммарная энергия девонского раскола также перераспределяется, однако максимум скорости продвижения (380-375 млн лет) опережает по времени максимум скорости спрединга (370 млн лет).

Таким образом, для девонского и триасового центров спрединга, соответственно, в восточной части Баренцевского шельфа и в северных районах Западной Сибири, выявляется та же общая тенденция, что была ранее отмечена в более молодых и современных начальных расколах континентов (см. раздел 1.2): раскрытие относительно нестабильных полюсов, “убегающих” в глубь континента от вершины продвигающегося рифта, с перераспределением суммарной энергии рифтинга между спредингом (поперечным расширением) и продвижением (удлинением) рифтовой трещины.

Из всех глубоких осадочных бассейнов, в аномальном магнитном поле которых удалось выделить и идентифицировать ЛМА, наиболее сложной кинематикой спрединга характеризуется Прикаспийский бассейн. Это следует уже из качественного анализа ЛМА, маркирующих древний спрединг (см. рис. 3.8 и 3.9): при общем субширотном простирании, аномалии эшелонированы системой смещений юго-запад - северо-восточного простирания. Попытка определить возраст древней океанской коры по ЛМА и палеомагнитным данным дала достаточно четкий и однозначный результат (см. рис. 3.11). Оптимальный интервал спрединга попадает на средний-поздний девон (380 – 365 млн лет), средняя скорость спрединга составляет около 1 см/год, широта формирования палеоокеанского блока - около 10°. При этом для Прикаспийского бассейна тест прошла билатерально симметричная модель магнитоактивного слоя, указывающая на развитие бассейна по типу “несостоявшегося океана”. В погребенном под осадками палеоокеанском блоке коры сохранился древний центр спрединга, маркированный осевой ЛМА повышенной интенсивности (см. рис. 3.9).

По времени и стилю эволюции Прикаспийский бассейн обнаруживает сходство с бассейнами Восточно-Баренцевского шельфа. На первый взгляд несколько неожиданным является то, что по данным интерпретации ЛМА Прикаспийский бассейн столь четко

тяготеет к типу “несостоявшегося океана”. Судя по описанным выше результатам анализа глубинного строения бассейна (раздел 2.4.4), его южное ограничение имеет отчетливо надвиговую природу, причем аллохтонный блок надвинут с юга на палеоокеанское основание Прикаспийского бассейна на 200 – 250 км (см. рис. 2.16). Идентификация ЛМА и построенная на ее основе схема возраста палеоокеанской коры (рис. 3.16) показывают, что маркированный ЛМА палеоокеанский блок занимает лишь северную часть наиболее

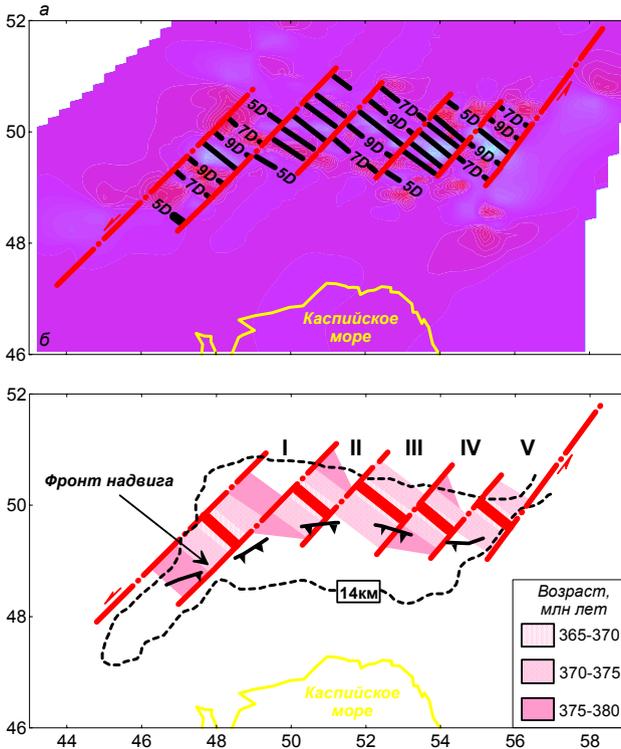


Рис. 3.16. Идентификация линейных магнитных аномалий (а) и схема возраста палеоокеанской коры, залегающей в фундаменте Прикаспийского бассейна.

погруженной области фундамента Прикаспийского бассейна. Фронт широтного надвига не смещен трансформными разломами и, несомненно, имеет более молодой возраст, чем палеоокеанская кора, залегающая в основании бассейна. Самая южная краевая часть палеоокеанского блока, маркированного ЛМА, находится под надвигом, а сами ЛМА как бы “просвечивают” сквозь немагнитный аллохтонный комплекс.

Таким образом, Прикаспийский бассейн представляет собой смешанный тектонитип между “несостоявшимся” и “остаточным” океаном. В отличие от описанных выше бассейнов восточной части Баренцевского шельфа и севера Западной Сибири (“несостоявшихся океанов” в чистом виде), постспрединговая эволюция Прикаспийского бассейна, повидимому, все же сопровождалась субдукцией, хотя и незначительной по масштабам. В результате южный край палеоокеанского блока оказался пододвинутым под аллохтонный комплекс, представленный Астраханским и Бийжальским выступами, однако это не привело ни к поглощению древнего центра спрединга, ни к существенному нарушению упорядоченной системы ЛМА над Прикаспийским бассейном.

Судя по результатам идентификации ЛМА (см. рис. 3.16), девонский спрединг Прикаспийского бассейна был нестабильным по кинематике. Здесь не обнаруживается четких свидетельств какого-либо одностороннего и одновременного продвижения центра спрединга, подобных тем, что были выявлены для Обского палеоокеана и бассейнов Восточно-Баренцевского шельфа. Трансформными разломами палеоокеанский блок фундамента Прикаспийского бассейна разбит на 5 сегментов с индивидуальными параметрами

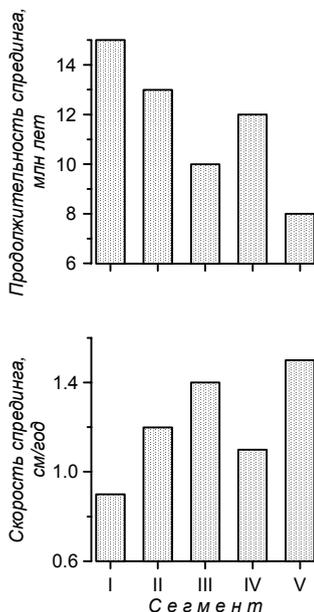


Рис. 3.17. Параметры спрединга палеоокеанской коры, залегающей в фундаменте Прикаспийского бассейна.

спрединга. Раньше всего, в эпоху аномалии 5D (около 380 млн лет назад, нумерация и датировка аномалий - те же, что для Восточно-Баренцевского шельфа, см. рис. 3.12), началось раскрытие в западных сегментах I и II, а также в восточном сегменте IV. По выклиниванию краевых ЛМА для данных сегментов устанавливается восточное продвижение центра спрединга, в эпоху аномалии 7D (около 370 млн лет) распространившегося на сегменты III (центральный) и V (восточный). Окончание спрединга в Прикаспийском бассейне было синхронным и датируется осевой аномалией 11D (около 365 млн лет).

Рис. 3.17 выявляет еще одну любопытную черту девонского спрединга в Прикаспийском бассейне. Видно, что в тех сегментах, где раскрытие началось позже, а интервал спрединга, соответственно, был наименее продолжительным (III и V), линейные скорости спрединга были наиболее высокими. Таким образом, нестабильная кинематика спрединга в Прикаспийском бассейне

выражалась тем, что запаздывающее раскрытие определенных сегментов как бы компенсировалось затем его повышенной скоростью.

Подведем итоги анализа аномального магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами, которому посвящена данная глава.

На сегодняшний день нам представляется достаточно строго доказанным, что в заложении и эволюции всех без исключения осадочных бассейнов, фундамент которых погружен на глубины более 10 – 12 км, сыграл решающую роль не просто континентальный рифтинг, как это предполагалось ранее, но рифтинг, зашедший до стадии кратковременного спрединга. В результате еще на стадии начальной аккреции фундамента осадочных бассейнов в него “впечатывались” достаточно крупные блоки древней океанской литосферы, что впоследствии и становилось причиной аномально интенсивного (по скорости и амплитуде) погружения, а также гигантской мощности осадочного чехла таких бассейнов.

Наиболее важной геофизической характеристикой глубоких осадочных бассейнов является сохранение в их палеоокеанском фундаменте инверсионной намагниченности и, как следствие - наличие в магнитном поле над бассейнами скрытой линейности малоамплитудных аномалий, маркирующих древний спрединг.

Это положение, более 20 лет назад высказанное как гипотеза, сегодня получило разностороннее подтверждение, прежде всего за счет разработки и применения современных уникальных, не имеющих аналогов средств компьютерной обработки и интерпретации магнитных аномалий. Удаётся не только выделить из исходного аномального магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами ретроспективный “спрединговый” сигнал, но и, путем применения сложных итерационных процедур, идентифицировать и датировать ЛМА, а значит - определить возраст и параметры спрединга палеоокеанской коры, залегающей в основании осадочных бассейнов.

Мы получаем, таким образом, некую “отправную точку” для всего последующего процесса моделирования осадочных бассейнов, отсутствовавшую во всех предшествующих реконструкциях - дистанционные данные о возрасте фундамента. Важно при этом отметить, что изучаемый объект - фундамент, перекрытый многокилометровыми толщами осадков, доступен для непосредственного наблюдения в гораздо меньшей степени, чем дно современного Мирового океана, для определения возраста которого 30 с лишним лет назад была предложена модель Вайна-Мэтьюза.

В фундаменте глубоких осадочных бассейнов могут сохраниться реликты древней океанской коры двух типов, в зависимости от того, возник палеоокеанский блок как новообразованная структура (тип “несостоявшегося океана”), или он представляет собой фрагмент коры прежде обширного океана, не до конца поглощенной в

зонах субдукции (тип “остаточного океана”). К первому типу относятся девонский центр спрединга в восточной части Баренцевского шельфа и триасовый Обский палеоокеан в северной части Западной Сибири; ко второму - фрагменты девонской и каменноугольной океанской коры в основании глубоких осадочных бассейнов Карского шельфа. Такое разделение несколько условно, что подтверждается примером Прикаспийского бассейна: здесь в фундаменте “впечатан” палеоокеанский блок, возникший в девоне как локальный центр спрединга, а впоследствии испытавший незначительную по масштабам субдукцию, которая, однако, не привела к его сколько-нибудь существенной деструкции.

Очевидно, наиболее фундаментальным результатом выполненных исследований следует признать существенное расширение возрастного диапазона и масштабов сохранения фрагментов древней океанской литосферы в приповерхностных оболочках Земли. С момента формулировки идей тектоники плит жизнь конкретного океана рассматривалась как явление в геологическом смысле эфемерное. Считалось, что в процессе однонаправленной эволюции литосферы происходит непрерывный массообмен, при котором океанская литосфера, достигая предельного возраста (около 150 млн лет), самопроизвольно погружается на переплавку в мантию (субдуцирует), а из продуктов ее переработки рождается континентальная кора, объем которой на Земле растет накопительно (см. главу 1). Подтверждением этому служит среднеюрский возраст самой древней океанской литосферы, экспонированной в современном Мировом океане. Что касается более древней (палеозойской и, возможно, докембрийской) океанской коры, то ее сохранение допущено лишь в виде незначительных по масштабам “бескорневых” фрагментов - офиолитов.

Но природа всегда сложнее схем, ее описывающих. Оказывается, что далеко не всегда и не вся литосфера древних океанов целиком поглощается в зонах субдукции. Ее фрагменты заполняют “бреши” литосферы материков и шельфов и обуславливают эволюцию расположенных здесь уникальных структур - глубоких осадочных бассейнов. Сквозь многокилометровые толщи осадков над такими бассейнами “просвечивают” геофизические характеристики залегающей в их основании палеоокеанской коры, наиболее яркая из которых - ЛМА, позволяет дистанционно определить ее возраст и реконструировать эволюцию глубоких осадочных бассейнов.

## Глава 4

### Геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши

---

---

#### **4.1. Состояние проблемы**

Как уже сказано в главе 1, применение рассмотренных выше методик геофизического анализа в идеале завершается синтезом комплексных геодинамических моделей крупных платформенных регионов, фундамент которых погружен на значительную глубину и потому недоступен для традиционных методов геодинамических реконструкций. Создаваемые геодинамические модели должны: (1) быть внутренне непротиворечивыми, (2) допускать количественную проверку и возможность корректировки непрерывно поступающими новыми данными, (3) обладать прогностической силой, т.е. способностью направлять и ориентировать будущие геолого-геофизические исследования.

Баренцево-Карский шельф, выбранный в качестве полигона для геодинамического моделирования, особенно его восточная часть (Карское море), до сих пор остается "белым пятном" в познании тектонической эволюции арктической континентальной окраины Евразии. Это объясняется, прежде всего, труднодоступностью и поздним началом освоения региона. Уместно вспомнить, что небольшие острова Карского моря появились на географических картах лишь в 30 - х годах, после походов советских ледоколов по Северному морскому пути.

Планомерное геолого-геофизическое изучение Баренцево-Карского шельфа началось после окончания Второй Мировой войны. В 50 - е - 60 - е годы здесь были выполнены первые рекогносцировочные геофизические исследования; их результаты были опубликованы лишь в начале 70 - х годов [Волк и Зацепин, 1972; Волк и др., 1973; Demenitskaya et al., 1973, Harland, 1973; Vogt & Ostensio, 1973]. Несомненно, главным научным результатом этого начального этапа изучения Баренцево-Карского шельфа стало осознание уникальности его геологического строения. Немаловажно, что во времени освоение арктического шельфа СССР совпало с периодом становления тектоники плит за рубежом, а затем и проникновения ее идей (часто - мучительно трудного) в отечественную геологию. Благодаря этому совпадению геолого-геофизические исследования

шельфа изначально имели отчетливый геодинамический акцент, что во многом и предопределило их успешность.

Современный этап геолого-геофизических работ на Баренцево-Карском шельфе, начавшийся с конца 70-х годов, помимо фундаментально-научной имел и явно выраженную прагматическую цель - оценку перспектив нефтегазоносности расположенных на шельфе крупнейших осадочных бассейнов. На этом этапе резко повысились детальность и технологический уровень проводимых геофизических исследований (магнито-, грави- и сейсмометрических), расширился комплекс применяемых методов (в частности, за счет сейсмологии [Ассиновская и Соловьев, 1993; Аветисов, 1996], палеомагнитологии [Гуревич и Слауцитайс, 1984; Khramov & Ustritsky, 1990; Gurevitch et al., 1995], геотермии [Цыбуля и др., 1994] и спутниковой альтиметрии [Laxon & McAdoo, 1994]), и появились первые данные опорного параметрического бурения на островах Баренцева и Карского морей [Грамберг и др, 1985]. У нас в стране и за рубежом было опубликовано несколько обзорных монографий и сборников, суммирующих результаты современного этапа геолого-геофизического изучения Баренцево-Карского шельфа [Геологическое строение..., 1985; Баренцевская шельфовая плита, 1988; Harland & Dowdeswell, 1988; Геолого-геофизические характеристики..., 1996].

В 80-х годах накопленные данные позволили составить первые плитотектонические реконструкции Арктики, в числе прочего освещающие и тектоническую эволюцию Баренцево-Карского шельфа [Савостин и др., 1984; Бурке, 1984; Зоненшайн и Натапов, 1987; Ziegler, 1989; Zonenshain & Natarov, 1989]. Пожалуй, их появление стало венцом почти тридцатилетнего геолого-геофизического изучения региона. Однако, наряду с очевидными достоинствами, почти все реконструкции чересчур поверхностно трактовали генезис и эволюцию осадочных бассейнов шельфа, что было вполне закономерно, поскольку к исследованию этих явно специфических объектов авторы подходили традиционными методами палеогеодинамического анализа, данные для которого просто отсутствовали.

Мне представляется, что если откинуть чисто конъюнктурные и геополитические аспекты проблемы, сегодняшний геологический интерес к Баренцево-Карскому шельфу диктуется в первую очередь следующими соображениями.

Во-первых, данный регион, включающий уникальные осадочные бассейны, дает мощный стимул для развития новых методов геодинамического моделирования, опирающихся прежде всего на углубленный геофизический анализ. Событие воспользоваться для реконструкций привычными геологическими реперами, вполне оправданный в других регионах и условиях, неизбежно сталкивается здесь с их практически полным отсутствием.

Во-вторых, хотя нефтегазоносный потенциал арктических морей России, по-видимому, достаточно высок [Green et al., 1986; Супруненко и Лазуркин, 1996], трудности чисто технологического характера делают его освоение делом не только не сегодняшнего дня, но и не ближайшего десятилетия. Однако выясняется (об этом подробнее пойдет речь в главе 5), что изучение геодинамики Баренцево-Карского шельфа имеет огромное значение не только и не столько для оценки его собственных углеводородных ресурсов, сколько для определения направлений нефтегазопоисковых работ в глубоких горизонтах осадочного чехла бассейнов сопредельной с Баренцево-Карским шельфом суши, Западно-Сибирского и Тимано-Печорского. Последняя задача чрезвычайно актуальна именно сегодня, а понимание нефтегазоносности бассейнов суши, как становится ясным, во многом определяется степенью нашего знания геодинамики шельфа.

Недостаток прямых геологических данных, с одной стороны, и идейная скудость геофизических интерпретаций - с другой, привели на сегодняшний день к сосуществованию огромного числа точек зрения на тектоническую природу фундамента Баренцево-Карского шельфа. Однако, исключив из рассмотрения внутренне противоречивые и вовсе фантастичные идеи, можно объединить точки зрения различных исследователей на генезис и эволюцию Баренцево-Карского шельфа в 4 основные группы.

(1) Большая часть фундамента Баренцево-Карского шельфа представляет собой погруженный древний массив [Батурин и др., 1987; Боголепов и др., 1990; Шипилов и др., 1990; Baturin et al., 1991; Vinogradov, 1991; Сенин и Шипилов, 1994]. Эта точка зрения восходит к ранним представлениям Н.С.Шатского о Гиперборейской платформе [1946]; позднее и вплоть до настоящего времени она поддерживается исследователями, предполагающими древний возраст фундамента прилегающей к шельфу суши, Тимано-Печорского и Западно-Сибирского бассейнов [Маркевич, 1966; Афанасьев, 1977; Шаблинская, 1982; Дедеев и Запорожцева, 1985]. В какой-то степени с данной точкой зрения перекликаются и представления Л.П.Зоненшайна об Арктиде - гипотетическом древнем крупном континенте, осколки которого ныне впечатаны в фундамент шельфа арктических морей [Зоненшайн и Натапов, 1987]. Кроме того, новейшие находки следов гренвилльского орогенеза (1,2 – 1,05 млрд лет) на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и Северном острове Новой Земли [Gee et al., 1995] как-будто дают дополнительные, пока не бесспорные аргументы в пользу существования древнего суперконтинента в пространстве современной Арктики.

(2) Осадочный чехол Баренцево-Карского шельфа перекрывает складчатые системы раннепалеозойского (Баренцевский шельф и северная часть Карского шельфа) и позднепалеозойского (южная

часть Карского шельфа) возраста [Геологическое строение СССР..., 1984; Баренцевская шельфовая плита, 1988; Barker & Gayer, 1985; Harland & Dowdeswell, 1988]. При этом допускается, что в палеозойский фундамент шельфа "впечатаны" более древние блоки (срединные массивы). Эта точка зрения, впервые высказанная И.П.Атласовым [1964], в настоящее время наиболее распространена.

(3) Гигантский осадочный бассейн Баренцево-Карского шельфа сформировался в результате палеозойского и раннемезозойского рифтинга [Сурков и др., 1984, 1997, 1998, 1999; Верба, 1985; Павленкин, 1985; Дараган-Сущева и др., 1996; Грамберг, 1997]. При аргументации этой точки зрения на шельф протягиваются рифтовые системы прилегающей суши: девонские Печоро-Колвинский и Варандей-Адзвинский авлакогены Тимано-Печорской провинции и триасовая рифтовая система Западной Сибири.

(4) В основании глубочайших осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа залегает палеозойская океанская кора [Устрицкий, 1985, 1989; Аглонов и Устрицкий, 1991; Aglonov et al., 1992], сохранившаяся от прежде обширных океанов - раннепалеозойского Япетуса (Баренцевский шельф и северная часть Карского шельфа) и позднепалеозойского Уральского океана (южная часть Карского шельфа).

Легко видеть, что перечисленные концепции не являются альтернативными, они во многом перекликаются и дополняют одна другую. Как правило, в них видны отчетливые попытки найти на Баренцево-Карском шельфе продолжения тектонических структур прилегающей суши.

Выполненная углубленная комплексная геодинамическая интерпретация геофизических данных (главы 2 и 3), как мне представляется, устраняет большую часть противоречий, имеющих в современных точках зрения на тектонику Баренцево-Карского шельфа. Разумеется, предлагаемая ниже геодинамическая модель региона, будучи продуктом преимущественно геофизической интерпретации, ни в коей мере не претендует на однозначность. В некоторых своих аспектах она, как и следовало ожидать, перекликается с существующими представлениями об эволюции Баренцево-Карского шельфа, но вместе с тем выявляет и ряд совершенно новых особенностей его геодинамики, прежде не обсуждавшихся и имеющих принципиальное значение.

## **4.2. Геодинамические типы фундамента региона**

На рис. 4.1 дана геодинамическая классификация основных тектонических элементов фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши - северных районов Западной Сибири, Северного и Полярного Урала и Пай-Хоя, Тимано-Печорской провинции, Тимана, северо-востока Восточно-Европейской платформы и Балтийского

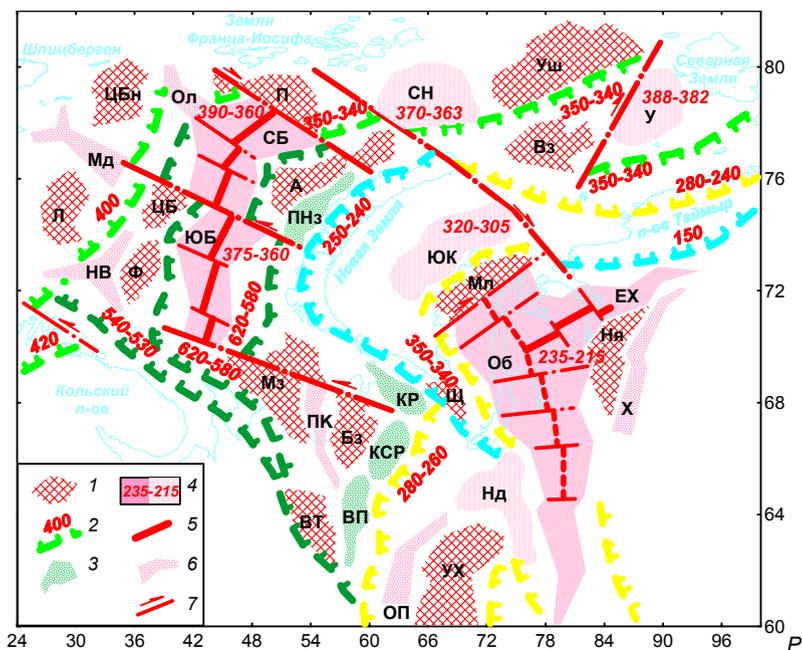
щита. Тектонические события, сформировавшие фундамент разных частей этого обширного региона, реконструируются с разной степенью достоверности и охватывают в сумме практически весь познаваемый интервал геологической истории Земли: от эпохи раннепротерозойской кратонизации Балтийского щита до киммерийской складчатости, в основном завершившей активную тектоническую эволюцию шельфа.

Собственно фундамент осадочных бассейнов, попадающих в исследуемый регион и являющийся объектом нашего исследования, представляет собой гетерогенный и гетерохронный тектонический коллаж, включающий элементы нескольких геодинамических типов.

Начнем их рассмотрение с *микроконтинентов* (срединных массивов). По принятой в настоящее время геодинамической классификации, микроконтиненты - это блоки-отторженцы древних материков, впоследствии испытавшие значительные латеральные перемещения в составе преимущественно океанских плит, и наконец "впечатанные" в аккреционно-коллизийные системы на краях закрывшихся океанов и ставшие вместе с ними фундаментом будущих осадочных бассейнов.

Микроконтинентам присущи достаточно четкие геофизические характеристики, детально описанные в главе 2. Прежде всего, это блоки мощной (до 45 – 48 км, см. рис. 2.2 и 2.3) типично континентальной коры с хорошо выраженным "гранитным" слоем со скоростями *P*-волн 6,4 – 6,7 км/с. По данным интерпретации гравитационного поля, микроконтинентам соответствуют области пониженной интегральной плотности коры - до 2,6 – 2,65 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 2.8 и 2.11). Геофизическая интерпретация на трансектах показывает (см. рис. 2.12 – 2.15), что интегральное разуплотнение коры микроконтинентов объясняется их "двухслойным" строением и наличием в сводовых частях аномально разуплотненных до 2,55 г/см<sup>3</sup> блоков мощностью 5 – 10 км. Пространственно микроконтинентам исследуемого региона отвечают поднятия поверхности фундамента в среднем до 2 – 6 км (см. рис. 2.2 и 2.3). Вместе с тем есть случаи, когда фундамент в пределах микроконтинентов практически выходит на поверхность (Щучинский микроконтинент (Щ) в припайхойской части Западной Сибири, Восточно-Тиманский (ВТ) на западе Тимано-Печорского бассейна). И наоборот, иногда края микроконтинентов, непосредственно контактирующие с палеоокеанскими блоками фундамента, погружены на аномальные глубины (до 12 км, южный край микроконтинента Персея (П) вдоль северной границы Северо-Баренцевского бассейна (СБ)).

В фундаменте Печоро-Баренцевоморского региона (см. рис. 4.1) оконтурено девять микроконтинентов. Два из них, Лоппа (Л) и Центральной Банки (ЦБн), расположены к западу от протягивающегося на шельф позднекаледонского шва; еще два, Центрально-Баренцевский (ЦБ) и Федынского (Ф) - к востоку от него. Микроконтиненты Персея (П) и Адмиралтейский (А), расколотые на части сдвигом северо-западного простирания, представляют фундамент в северной (южнее Земли Франца-Иосифа) и северо-восточной (приновоземельской) частях Баренцевского шельфа. Южнее, в фундаменте Тимано-Печорского бассейна, выделяются еще три микроконтинента - Восточно-Тиманский (ВТ), Большеземельский (Бз) и Малоземельский (Мз), последний из которых захватывает о-в Колгуев и значительную часть акватории Печорского моря.



ис. 4.1. Схема геодинамических типов фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши.

- 1 – микроконтиненты, 2 – конвергентные системы и их возраст млн лет,
- 3 – передовые прогибы, 4 – палеоокеанская кора и ее возраст млн лет,
- 5 – древние центры спрединга, 6 – континентальные рифты,
- 7 – трансформные разломы и сдвиги.

В Западно-Сибирско-Карском регионе оконтурено шесть микроконтинентов. Два из них, Ушакова (Уш) и Визе (Вз), расположены в северной части Карского шельфа. Малыгинский микроконтинент

(Мл), захватывающий северную часть п-ва Ямал, служит естественной границей Южно-Карского и Западно-Сибирского бассейнов. Щучинский микроконтинент (Щ) “впечатан” в раннекиммерийский конвергентный шов Пай-Хоя, а Нядояхский микроконтинент (Ня) представляет собой, по-видимому, край древней Сибирской платформы, отделенный от нее Худосейским рифтом (Х) и погруженный под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Западной Сибири. Еще один мелкий микроконтинент, выделяемый севернее Енисей-Хатангского прогиба (ЕХ) и четко видный на трансекте АВ (см. рис.2.12), мы рассматриваем как часть Нядояхского микроконтинента. Самым южным микроконтинентом Западной Сибири на исследуемой территории является Уват-Хантымансийский (УХ); некоторые исследователи рассматривают его как наиболее северное продолжение структур Казахстанского континента в фундаменте Западной Сибири [Геодинамическая карта..., 1988; Зоненшайн и др., 1990].

Здесь уместно предварительное заключение, что микроконтиненты - достаточно широко распространенные элементы фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Суммарно в исследуемом регионе они представляют фундамент примерно на 30 – 40 % его площади. Столь широкая распространенность микроконтинентов и их относительная доступность для бурения (неглубокое залегание поверхности фундамента), стали в свое время и является до сих пор одной из главных причин, по которой многие исследователи “удревяют” возраст осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа, Западной Сибири и Тимано-Печорской провинции [Маркевич, 1966; Афанасьев, 1977]. Именно в пределах микроконтинентов абсолютные датировки дают максимальный (докембрийский) возраст сильно метаморфизованных пород фундамента [Вассерман и др., 1974; Балабанова и Перугин, 1981; Дедеев и Запорожцева, 1985; Фишман, 1990]. В Западной Сибири именно в пределах микроконтинентов были изучены сейсмическими методами, а позднее вскрыты бурением палеозойские осадочные толщи [Кунин и др, 1984; Бененсон, 1986; Гиршгорн и др., 1987], что стало основой датировки отложений т.н. “промежуточного структурного этажа” (ПСЭ), которому затем отводилась чуть ли не самостоятельная роль в эволюции молодых платформ [Кунин и Иогансон, 1984; Шаблинская, 1988]. Одним словом, неоправданно широкая экстраполяция геолого-геофизических характеристик микроконтинентов на весь фундамент осадочных бассейнов явилась источником многих заблуждений в трактовках их тектонической природы.

Что касается прямых данных о возрасте фундамента микроконтинентов и последующей их интерпретации для определения возраста осадочных бассейнов как самостоятельных тектонических единиц, то чрезвычайно показателен в этом отношении анализ абсолютных (преимущественно во многом устаревших К-Аг, но и

более современных Rb- Sr, U-Pb и Sm-Nd датировок для сухопутной части исследуемого региона (рис. 4.2). В Тимано-Печорской провинции докембрийские датировки (1400 – 1000 млн лет) приобретают

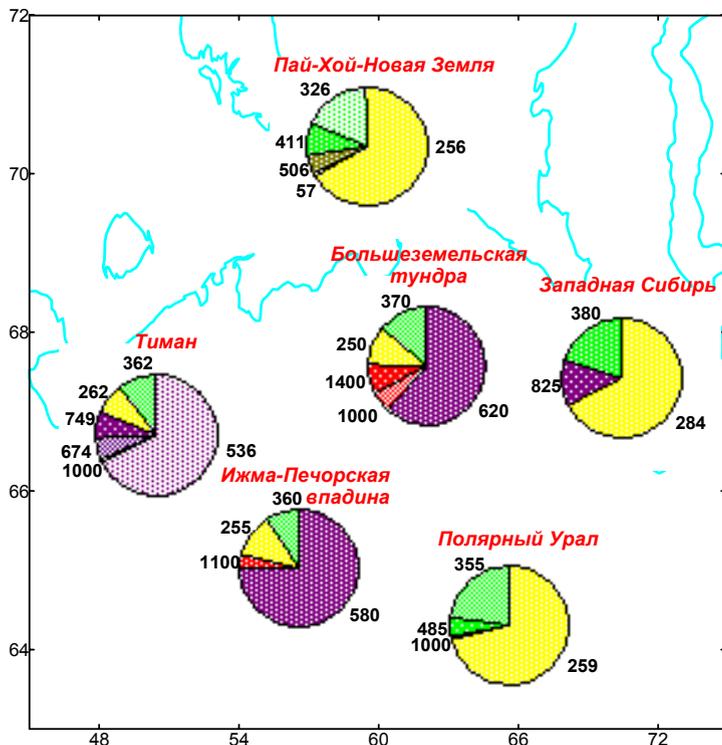


Рис. 4.2. Радиометрические возрастные датировки (млн лет) основных тектонических единиц прилегающей к Баренцево-Карскому шельфу суши.

ощутимый вес для фундамента Ижма-Печорской впадины (Восточно-Тиманский микроконтинент (ВТ), 4 % всех датировок) и Большеземельского микроконтинента (14 %). Несколько забегая вперед, отметим, что установленный интервал соответствует как эпохе интенсивного рифейского рифтинга, проявившегося на всей Восточно-Европейской платформе [Валеев, 1978], так и времени формирования гипотетического гренвилевского суперконтинента Родинии [Ulug, 1997]. Подавляющее же большинство датировок в указанных районах приходится, соответственно, на 580 млн лет (75 %) и 620 млн лет (61 %). В северных районах Западной Сибири единичные докембрийские датировки (900 и 750 млн лет) получены для фундамента Щучинского микроконтинента, в то время как

подавляющее их большинство (67 %) приходится на эпоху герцинского орогенеза (рубеж 284 млн лет).

Все это говорит о том, что микроконтиненты - хотя и закономерные, и широко распространенные, но все же до известной степени экзотичные элементы фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Древний возраст фундамента и нижней части осадочного чехла в их пределах ни в коей мере не являются доказательствами древности осадочных бассейнов, в фундамент которых микроконтиненты "впечатаны".

Вместе с тем, определенное сходство между фундаментом микроконтинентов, "впечатанных" в фундамент осадочных бассейнов, и обрамляющих эти бассейны древних платформ (Восточно-Европейской и Сибирской), несомненно, имеет место в действительности. Любопытно, что в качестве аргументов в пользу древности фундамента, например, Большеземельской тундры, в свое время приводилось сходство морфологии магнитных аномалий этого региона и Русской плиты к западу от Тимана (Мезенская синеклиза) [Гафаров, 1971; Берлянд и др., 1980], а древний возраст севера Западной Сибири аргументировался сходством геофизических характеристик Приенисейской моноклинали (западный склон Няояхского микроконтинента) и Сибирской платформы [Шаблинская, 1982; Савинский и др., 1987]. Принципиально неверной была максималистская трактовка выявленных элементов сходства, говорящего, на самом деле, не о древнем заложении Тимано-Печорского и Западно-Сибирского бассейнов в целом, а лишь о былой принадлежности микроконтинентов, ныне "впечатанных" в их фундамент.

Следующим геодинамическим элементом фундамента региона являются разновозрастные *конвергентные системы* - швы, вдоль которых закрывались древние океаны и сочленялись разнородные блоки, позднее ставшие фундаментом осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Часть этих швов, представляющая собой обнаженные складчатые пояса - Уральский, Пай-Хойско-Новоземельский, Тиманский, Скандинавский; достаточно хорошо изучена. Нам удалось трассировать по геофизическим данным продолжения этих швов и выделить дополнительные конвергентные системы в фундаменте осадочных бассейнов (см. раздел 2.4).

Шельфовым продолжением Скандинавских каледонид является Западно-Баренцевская конвергентная система. На разрезах (см. рис. 2.13 и 2.14) она рисуется в виде пологого надвига со сместителем, выходящим на поверхность фундамента в пределах восточных склонов микроконтинентов Лоппа и Центральной Банки, "впечатанных" в аллохтонный комплекс конвергентной системы. Данный шов, точное местоположение и глубинную структуру которого нам впервые удалось изучить в деталях, традиционно

рассматривается как тектоническая граница Западно- и Восточно-Баренцевского шельфов, различающихся по возрасту и стилю тектонической эволюции [Harland & Dowdeswell, 1988].

Характерной чертой Западно-Баренцевского шва, как и почти всех конвергентных систем Баренцево-Карского шельфа, является их постепенное омоложение по мере перехода с суши на шельф. Как известно [Barker & Gaye, 1985; Gee & Sturt, 1985], пик скандинавской орогении приходится на поздний силур, 420 млн лет, в то время как на Свальбарде возраст каледонской складчатости оценивается ранним девоном, 400 млн лет [Harland et al., 1992]. Мы предполагаем, что в северной части Баренцевского шельфа меридиональный Западно-Баренцевский каледонский шов меняет простираение на восточное и переходит в позднекаледонскую (свальбардскую) Баренцево-Северо-Карскую конвергентную систему. Переход осуществляется через крупный правосторонний сдвиг с горизонтальной амплитудой около 200 км, между северными краями микроконтинентов Персея и Адмиралтейства. Следующий к востоку сдвиг того же направления меняет виргентность надвигов Баренцево-Северо-Карской конвергентной системы с южной на северную. Восточнее этот шов проходит по депрессии Шмидта между микроконтинентами Ушакова и Визе, затем вновь смещается меридиональным правосторонним сдвигом с горизонтальной амплитудой около 300 км, проходящим вдоль крутого западного борта бассейна Уединения (У). Крайний восточный отрезок Баренцево-Северо-Карской конвергентной системы надвинут с юга на палеоокеанский блок фундамента бассейна Уединения (см. рис. 2.15). Баренцево-Северо-Карский шов датирован нами 350 – 340 млн лет по возрасту складчатости на Северной Земле [Геологическое строение СССР..., 1984; Матухин и др., 1997].

Со стороны Тимано-Печорской провинции на шельф продолжают Центрально-Баренцевская и Восточно-Баренцевская конвергентные системы. Их возраст оценен в 620 – 580 млн лет по главному пику байкальской складчатости, сформировавшей фундамент внутренних районов Тимано-Печорского бассейна (см. рис. 4.2). Оба байкальских конвергентных шва имеют меридиональное простираение и смещены правосторонним сдвигом в пределах Лудловской седловины. Швы рисуются на разрезах как пологие надвиги с восточным падением сместителя. Южный отрезок Центрально-Баренцевской конвергентной системы надвинут на восточный склон микроконтинента Федынского (см. рис. 2.14), а северный, наоборот, перекрыт надвинутыми с запада поздними каледонидами Западно-Баренцевского шва (см. рис. 2.13). В свод Восточно-Баренцевской конвергентной системы “впечатаны” Малоземельский (северная часть) и Адмиралтейский микроконтиненты. На севере байкальские конвергентные системы “срезаны”

правосторонним сдвигом и далее на восток, в пределы Карского шельфа, не прослеживаются.

Более молодой (540 – 530 млн лет) Канино-Тиманский конвергентный шов в своей западной части служит тектонической границей карелид Балтийского щита и байкалид Восточно-Баренцевского шельфа. Материалы глубинных сейсмических исследований последних лет [Поселов и др., 1995] позволяют предполагать, что более молодые байкальские структуры шельфа надвинуты здесь на северный край Балтийского щита, точно также, как юго-восточнее байкалиды Тимана надвинуты на северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы. На западе Канино-Тиманский конвергентный шов “срезан” поздними каледонидами Западно-Баренцевской конвергентной системы.

В фундаменте северных районов Западной Сибири трассировано южное продолжение Пай-Хойско-Новоземельской конвергентной системы раннекиммерийского возраста (250 – 240 млн лет), в которую в районе Байдарацкого прогиба “впечатан” древний Щучинский микроконтинент, а также серия герцинских конвергентных швов: Нурминский (300 – 280 млн лет), южнее Надымского бассейна (Нд) разветвляющийся на Сургутский и Нижневартовский (280 млн лет), а также Колпашевский (350 – 340 млн лет) к востоку от депрессии Обского палеоокеана (Об). Перечисленные конвергентные системы имеют меридиональное (уральское) или северо-западное (пай-хойское) простирания и на разрезе (см. рис. 2.12) рисуются как надвиги с восточным падением сместителей. Возраст конвергентных систем определен по датировкам пород аккреционно-коллизонных формаций, вскрытых в фундаменте их сводовых частей [Конторович и др., 1975; Сурков и Жеро, 1981; Журавлев, 1986; Мегаконтакты и глубинная структура..., 1986].

На разрезе, пересекающем северную часть Западной Сибири (см. рис. 2.12), четко видно выполаживание сместителей надвигов и уменьшение их амплитуды при движении с запада на восток, от периферии к центру бассейна. В этой связи любопытно отметить, что фундамент сводовых частей Нурминской и Колпашевской конвергентных систем, достаточно детально изученный бурением, обильно представлен породами островодужной формации (андезиты, липариты и их туфы), но в нем напрочь отсутствуют породы-индикаторы коллизонных обстановок - в частности, пермские гранитоиды, столь широко развитые в фундаменте Зауралья и юга Западной Сибири. Эти факты лишние раз подтверждают идею о “незавершенности” герцинской складчатости, сформировавшей фундамент северных районов Западной Сибири [Бочкарев, 1973; Аглонов, 1989].

Еще одна герцинская конвергентная система, Северо-Ямальская, трассирована вдоль северного склона Малыгинского

микроконтинента. Прямых сведений о фундаменте этого района нет, поэтому Северо-Ямальский шов выделен исключительно на основе интерпретации геофизических данных. Последние указывают на то, что своей северной частью Малыгинский микроконтинент надвинут на палеоокеанский блок фундамента Южно-Карского бассейна (ЮК).

Тектонической границей Южно- и Северо-Карского шельфов традиционно считается региональный правосторонний сдвиг, проходящий от Земли Франца-Иосифа через самую северную оконечность Новой Земли, по Северо-Сибирскому (Таймыро-Новоземельскому) поднятию и на юге выходящий западнее п-ва Таймыр к устью Енисейского залива. Этот сдвиг был гипотетически намечен еще У.Гамильтоном [1970]; позднее новую тектоническую трактовку он получил в работах Л.П.Зоненшайна и Л.М.Натапова [1987]. По мнению последних, возникновение сдвига было инициировано поднеюрским раскрытием Канадской котловины и последовавшим за ним расколом Арктиды, часть которой (Северо-Карский блок Таймыра) переместилась к Сибири, частично закрыв Южно-Анжуйский океан. Северо-восточнее этого сдвига нами трассированы две конвергентных системы: герцинская Северо-Таймырская (280 – 240 млн лет) и позднекиммерийская Южно-Таймырская (150 млн лет). Сухопутные продолжения обоих швов, разделяющих Северо-Таймырский (Карский) блок, Центрально-Таймырский блок и Сибирскую платформу, достаточно детально изучены [Погребницкий, 1971; Vernikovsky, 1995, Верниковский, 1996].

Во фронтальных частях Уральской и Пай-Хойско-Новоземельской конвергентных систем оконтурены *передовые прогибы*. Верхнепечорский (ВП), Косью-Роговской (КСР) и Коротайхинский (КР) прогибы соответствуют областям наиболее глубокого погружения фундамента Тимано-Печорского бассейна. Приновоземельский прогиб (ПНз) представляет собой узкую депрессию между киммерийским конвергентным швом Новой Земли и Адмиралтейским микроконтинентом.

Следующий геодинамический тип структур региона - *континентальные рифты*, представленные тремя генерациями. К первой, самой ранней, относятся рифейские рифты (авлакогены) Восточно-Европейской платформы с возрастом 1300 – 1100 млн лет - Среднерусский, Калтасинский, Кандакашский и Мезенский. Два первых на северо-востоке “срезаны” Канино-Тиманской конвергентной системой, а два последних выклиниваются в пределах Балтийского щита. Дивергентные швы следующей генерации представлены девонским Печоро-Колвинским рифтом (ПК) (380 млн лет) - осевой структурой Тимано-Печорского бассейна, а также каменноугольными (340 млн лет) рифтами Западно-Баренцевского шельфа: трехлучевой системой Нордкапп-Варангер (НВ), Медвежинским (Мд) и Ольгинским (Ол). К третьей генерации

относятся триасовые (240 – 230 млн лет) континентальные рифты Западной Сибири, Обь-Пуровский (ОП) и Худосейский.

Рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы, на первый взгляд, не имеют прямого отношения к геодинамике Баренцево-Карского шельфа. На самом же деле, геофизический анализ их сочленения с Тиманским конвергентным швом позволяет пролить свет на ранние стадии эволюции региона. Как известно [Burke, 1977], с позиций современной геодинамики, авлакогены - отмершие ветви тройных рифтовых сочленений. Эволюция таких структур приводит к тому, что вдоль двух ветвей происходит полный раскол континента и начинается спрединг океанского дна, в то время как третья ветвь постепенно отмирает в виде авлакогена в теле континента. Следовательно, если авлакогены "срезаются" на краю платформы более молодым складчатым поясом (как в случае с северо-восточной окраиной Восточно-Европейской платформы), мы вправе предположить, что некогда вдоль этой линии шел спрединг океанского дна.

На рис. 4.3 четко видны три линейные зоны утоненной (32 – 34 км) коры, подходящие к Тиману со стороны Восточно-Европейской платформы. Юго-западная зона соответствует Среднерусскому авлакогену, южная - Калтасинскому, а северо-западная - Мезенскому. Зона, соответствующая Среднерусскому авлакогену, "утыкается" в мощный (44 – 46 км) коровый блок Восточно-Тиманского микроконтинента. Две другие зоны, напротив, прослеживаются под Тиманом, а под Ижма-Печорской впадиной разворачиваются по азимуту юго-восток - северо-запад, как-бы "обтекая" Восточно-Тиманский микроконтинент.

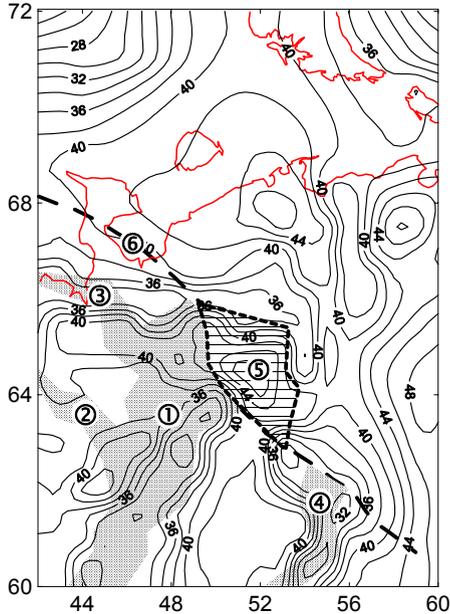


Рис. 4.3. Глубинная структура сочленения рифейских авлакогенов Восточно-Европейской платформы с Тиманом.

Изолинии – глубина залегания поверхности Мохоровичича, в км. Цифры в кружках:  
 1 – Среднерусский авлакоген,  
 2 – Кандалакшский авлакоген,  
 3 – Мезенский авлакоген, 4 – Калтасинский авлакоген, 5 – Восточно-Тиманский микроконтинент, 6 – Канино-Тиманская конвергентная система.

Океан, раскрывавшийся в рифее к востоку и северо-востоку от Восточно-Европейской платформы (в современных координатах), на реконструкциях получил название Доуральского [Зоненшайн и др., 1990]. По-видимому, обнаруженная восточнее Тимана, под Ижма-Печорской впадиной, область “разворота” Мезенского и Калта-синского авлакогенов как раз и маркирует рифейскую пассивную окраину Доуральского океана.

Блоки древней океанской коры в фундаменте Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши отнесены к двум геодинамическим типам: “несостоявшиеся океаны” и “остаточные океаны”, геофизические характеристики которых близки и потому предложенное разделение в известной степени условно. Как уже неоднократно отмечалось (глава 1), “несостоявшиеся океаны” (aborted oceans) - рифтогенные структуры, зашедшие в своем развитии до стадии кратковременного спрединга, а в постспрединговый период не испытывавшие поглощения в зонах субдукции. “Остаточные океаны” (trapped oceans, буквально - “фрагменты океанской литосферы, захваченные в ловушку”) представляют собой относительно небольшие фрагменты литосферы прежде обширных океанов и/или их окраинных морей, “недопоглощенные” в зонах субдукции из-за неровности и реологической неоднородности краев коллидирующих континентов.

“Несостоявшийся океан” девонского возраста (390 – 360 млн лет) представляет фундамент Северо- (СБ) и Южно-Баренцево- (ЮБ) бассейнов. Несомненно его генетическое единство с осевой структурой Тимано-Печорской провинции - Печоро-Колвинским палеорифтом (авлакогеном), хотя сочленение этих двух рифтогенных структур представляется более сложным, чем предполагалось ранее [Зоненшайн и др., 1990]. Печоро-Колвинский авлакоген не выходит на шельф Печорского моря - его “устье” блокировано Малоземельским микроконтинентом, а соединение с Восточно-Баренцевским центром спрединга проходит по левостороннему сдвигу (трансформному разлому) с горизонтальной амплитудой около 450 км.

По-видимому, генетически едины с Восточно-Баренцевским “несостоявшимся океаном” и два “остаточных океана” Северо-Карского шельфа - Северо-Новоземельский (СН) и Уединения, также представленные девонской океанской корой (возраст, соответственно, 370 – 360 и 390 – 380 млн лет). Однако непосредственная связь между ними в настоящее время отсутствует: Северо-Баренцевский и Северо-Новоземельский бассейны разделены двумя правосторонними сдвигами с расположенным между ними микроконтинентом Персея. Наиболее вероятно, что в девоне в Баренцево-Северо-Карском регионе существовал единый центр рифтинга и спрединга, “выклинивавшийся” в пределах Тимано-Печорской провинции, но последующие аккреционно-коллизионные процессы сильнее прояви-

лись на Северо-Карском шельфе, в результате чего эта часть палеоокеанского блока оказалась частично субдуцированной (обнаруженные следы поддвига бассейна Уединения под Баренцево-Карскую позднекаледонскую конвергентную систему, см. рис. 2.15) и разобщенной на две изолированные “остаточные” впадины, а Восточно-Баренцевский палеоокеанский блок сохранился в относительно ненарушенном виде.

Помимо интерпретации ЛМА - основного метода датировки палеоокеанской коры в фундаменте глубоких осадочных бассейнов (см. главу 3), ее относительный возраст может быть определен косвенно - по соотношению с конвергентными системами обрамления. В частности, на разрезах Баренцевского шельфа (см. рис. 2.13 и 2.14) четко видно, что расположенный здесь палеоокеанский блок занимает секущее положение по отношению к байкальским конвергентным швам. В то же время на девонскую океанскую кору бассейна Уединения (см. рис. 2.15) надвинуты с юга позднекаледонские складчатые сооружения Баренцево-Северо-Карской конвергентной системы.

“Несостоявшийся” триасовый Обский палеоокеан (235 – 215 млн лет) - ключевая структура Западно-Сибирского бассейна, в его арктической части достигает ширины 300 км, а на юге сужается, вырождаясь в континентальный рифт в районе 60 - ой параллели. Именно здесь, в самой южной точке Обского палеоокеана, примерно в 150 км юго-восточнее г. Нижневартовска, его дно вскрыто серией скважин, что независимо подтвердило (1) триасовый возраст палеоокеана, (2) геохимическое сходство его коры с океанскими толеитами, в отличие от щелочных базальтов других континентальных рифтов Западной Сибири, (3) наличие высокой остаточной намагниченности базальтов, дающее строгую физическую основу всему процессу интерпретации ЛМА в более северной части Обского палеоокеана [Аплонов, 1986, 1987; Aplonov, 1995].

Севернее Тазовской губы (самое глубокое место Западно-Сибирского бассейна) от меридионального Обского палеоокеана отходит на восток менее развитый Енисей-Хатангский апофиз. Его максимальная ширина составляет около 100 км между Няояхским микроконтинентом на юге и, по-видимому, отколотым от него же фрагментом на севере (Притаймарский выступ). Енисей-Хатангский центр спрединга на востоке быстро выклинивается, вырождаясь, также как Обский палеоокеан на юге, в континентальный рифт. Как показала интерпретация ЛМА (см. главу 3), оба “несостоявшихся океана” развивались синхронно по схеме продвигающегося рифта.

На севере Обский палеоокеан “срезан” правосторонним сдвигом северо-восточного простираня, к северу от которого расположен Малыгинский микроконтинент, северо-западная окраина которого (Северо-Ямальская конвергентная система), в свою очередь, надвинута на палеоокеанский блок в фундаменте Южно-

Карского осадочного бассейна. Возраст последнего, определенный по результатам интерпретации ЛМА (см. главу 3), составляет 320 – 305 млн лет, поздний карбон.

Таким образом, полученные данные позволяют говорить лишь о структурном единстве Западно-Сибирского и Южно-Карского бассейнов, да и то лишь в отношении верхней, мезозойско-кайнозойской части осадочного чехла. Почти во всем, что касается генезиса фундамента и ранних стадий развития, эти бассейны различны. Южно-Карский палеоокеанский блок отличается от Обского, во-первых, возрастом; во-вторых, генетическим типом (“остаточный океан”) и, в-третьих, более сложной и длительной геодинамической эволюцией.

Предположительно, Южно-Карский “остаточный океан” генетически един с мелкими блоками палеоокеанской коры, установленными в фундаменте Надымского, Сургутского и Нюрольского бассейнов Западной Сибири [Аплонов, 1989; Aplonov et al., 1992; Aplonov, 1995] (см. рис. 2.1), самый северный из которых (Надымский) попадает в исследуемый регион. Палеоокеанская кора этих бассейнов представляет собой реликты обширного палеозойского Уральского (Центрально-Азиатского) океана [История развития..., 1984], закрытие которого обусловило герцинскую складчатость на Урале и начальную аккрецию фундамента Западной Сибири. Хотя в магнитном поле Надымского, Сургутского и Нюрольского бассейнов удалось обнаружить ЛМА [Аплонов, 1990], их отрывочные фрагменты, к сожалению, пока не поддаются идентификации. Поэтому возраст коры “остаточных океанов” Западной Сибири был условно определен как позднепалеозойский на основании сейсмических данных [Карус и др., 1984; Ковылин, 1990], а появившаяся позднее датировка ЛМА Южно-Карского бассейна [Аплонов, 1995] позволяет говорить о единой былой принадлежности палеоокеанских блоков фундамента внутренних районов Западной Сибири и Южно-Карского шельфа к прежде обширному Уральскому океану.

Однако принципиальным отличием этих двух регионов является то, что в Западной Сибири сохранение “остаточных океанов” было лишь прелюдией последовавшего триасового рифтинга и спрединга, которые и инициировали заложение всего гигантского седиментационного бассейна. В какой-то степени триасовые рифтогенные процессы наследовали зону предшествующей неполной аккреции фундамента: очевидно, что наиболее интенсивно рифтогенез проявился именно во внутренних районах Западной Сибири. На Южно-Карском же шельфе сохранение “остаточного океана”, судя по всему, завершило активную аккрецию фундамента, на котором уже начиная с позднего палеозоя начал формироваться глубокий осадочный бассейн. В мезозое-кайнозое Южно-Карский бассейн развивался унаследованно и синхронно с Западно-Сибирским [Батурин и Юнов, 1989], но между ними

изначально существовала тектоническая граница в виде Малыгинского микроконтинента и Северо-Ямальской конвергентной системы. На сегодняшний день нет ни одного достоверного свидетельства широкого проявления триасового рифтинга и тем более спрединга на Южно-Карском шельфе.

Относительная распространенность основных геодинамических элементов в гетерогенном фундаменте Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши иллюстрируется диаграммой на рис. 4.4. Аномальность фундамента подчеркивается прежде всего

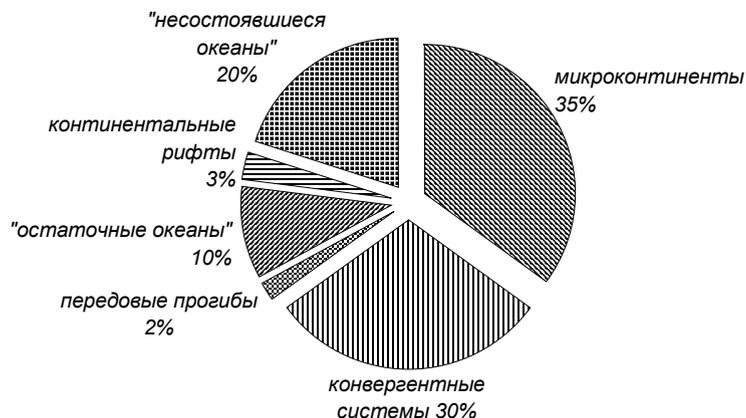


Рис. 4.4. Распространенность основных геодинамических элементов в фундаменте Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши.

чрезвычайно широким распространением древних микроконтинентов (около 35 % площади) и блоков палеоокеанской коры (в сумме 30 % площади). Примерно столько же (около 30 % площади) приходится на долю разновозрастных конвергентных систем. Наименьшим площадным распространением в фундаменте пользуются континентальные рифты (около 3 %) и передовые прогибы (2 %).

### 4.3. Основные этапы эволюции региона

На геодинамику исследуемого региона, под которой мы понимаем последовательность тектонических событий, приведших к консолидации его фундамента (до вступления в платформенную стадию эволюции), в разной степени повлияли как минимум 4 глобальных тектонических события. Это (1) байкальская орогения, обусловившая начальную аккрецию фундамента Тимано-Печорской

провинции и восточной части Баренцевского шельфа; (2) каледонская орогения, объединившая Восточно- и Западно-Баренцевский шельфы, обусловившая задуговой спрединг в закрывающемся Япетусе и завершившая аккрецию фундамента Печоро-Баренцево-морского региона и Северо-Карского шельфа; (3) герцинская орогения, в процессе которой объединились “северные” континенты, закрылся Уральский океан, произошла начальная аккреция фундамента Западной Сибири и Южно-Карского шельфа; и (4) триасовый рифтинг, зашедший до стадии кратковременного спрединга в северных районах Западной Сибири и обусловивший заложение здесь гигантского седиментационного бассейна.

Попытаемся свести воедино всю разрозненную, отрывочную геолого-геофизическую информацию, как уже имевшуюся, так и полученную нами впервые, и создать пусть пока приблизительную, но единую и внутренне согласованную эволюционно-геодинамическую модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши.

#### **4.3.1. Столкновение Баренции с Восточной Европой**

В рифее (1300 – 1100 млн лет) Восточно-Европейская платформа подверглась дроблению, что привело, во-первых, к образованию на ней разветвленной системы рифтов, позднее превратившихся в авлакогены, а во-вторых - к отторжению от ее северо-восточной окраины (здесь и далее, кроме специально оговоренных случаев - в современных координатах) серии микроконтинентов. Много позже, в венде (620 – 580 млн лет) эти микроконтиненты, дрейфовавшие в пространстве Доуральского океана, столкнулись между собой, сформировав более крупный континентальный блок - Баренцию. В раннем-среднем кембрии (540 – 530 млн лет) Баренция столкнулась с северной окраиной Восточно-Европейской платформы вдоль Канино-Тиманского конвергентного шва (см. рис. 4.1).

К сожалению, у нас нет и не может быть уверенности в том, что микроконтиненты, из которых в позднем докембрии сформировалась Баренция, были перед этим отторгнуты именно от Восточно-Европейской платформы. Эта гипотеза базируется большей частью на довольно “шатком” аргументе - уже отмечавшемся качественном геофизическом сходстве микроконтинентов Тимано-Печорской провинции (Восточно-Тиманского, Большеземельского и Малоземельского) с карельским фундаментом Русской платформы [Гафаров, 1971; Берлянд и др., 1980; Дедеев и Запорожцева, 1985]. Уверенные изотопные датировки по микроконтинентам Баренцево-Карского шельфа отсутствуют; есть лишь отрывочные данные [Баренцевская шельфовая плита, 1988] о древнем возрасте отдельных блоков северного острова Новой Земли (1550 – 1490 млн лет) и кристаллического фундамента Свальбарда (1650 млн лет). Таким образом, остается гигантский временной

пробел между двумя относительно надежно датированными событиями - началом раскрытия Доуральского океана (1300 – 1100 млн лет, возраст авлакогенов Русской платформы и начало формирования пассивной окраины на Урале [Гучков, 1979; Перфильев, 1979]) и аккрецией гипотетической Баренции (620 – 580 млн лет (большинство абсолютных датировок по микроконтинентам Тимано-Печорской провинции [Фишман, 1990])). Этот временной пробел продолжительностью 500 – 600 млн лет допускает совершенно иные, чем наша, интерпретации дорифтовой принадлежности микроконтинентов, из которых сформировалась Баренция.

Например, появившиеся в самое последнее время гренвильские датировки по Северо-Восточной Земле Шпицбергена [Gee et al., 1995] позволяют допустить, что почти одновременно с рифейским расколом Восточно-Европейской платформы, в интервале 1200 – 1050 млн лет, неподалеку (?) от нее формировался крупный континент Родиния и, таким образом, большинство микроконтинентов сегодняшнего Баренцево-Карского шельфа является осколками Родинии, а отнюдь не отторженцами Восточно-Европейской платформы. Данный вопрос приходится оставить открытым до появления надежных датировок по наиболее древним блокам арктического шельфа и прилегающей суши.

Как бы то ни было, в байкальскую эпоху орогении Восточно-Европейская платформа нарастила свою северо-восточную окраину за счет составного континента Баренции. Последнему примерно отвечает фундамент сегодняшних Тимано-Печорской провинции и Восточно-Баренцевского шельфа, однако надо иметь в виду, что начальные размеры Баренции были гораздо более скромными и включали лишь микроконтиненты и сочленяющие их байкальские конвергентные швы - Центрально- и Восточно-Баренцевский (см. рис. 4.1). Северо- и Южно-Баренцевский палеоокеанские блоки, занимающие примерно половину площади сегодняшнего Восточно-Баренцевского шельфа, сформировались гораздо позже.

Мы предполагаем, что в раннем палеозое пассивная окраина Япетуса в пределах Баренцевского шельфа трассировалась по западным краям микроконтинентов Федынского и Центрально-Баренцевского, которые, таким образом, также входили в состав Баренции. Восточная граница последней соответствовала пассивной окраине Доуральского океана и проходила примерно по линии Полярный Урал - Пай-Хой.

Западно-Баренцевский шельф, включающий континентальные блоки Восточного Свальбарда и Земли Франца-Иосифа, а также микроконтиненты Лоппа и Центральной Банки, в позднем докембрии являлись частью крупного протерозойского суперконтинента - Лаврентии [Hambrey, 1983]. Около 640 – 600 млн лет назад они были отторгнуты от нее начавшим раскрываться Япетусом [Gee & Sturt,

1985; Ziegler, 1989]. Таким образом, докембрийская эволюция Восточно- и Западно-Баренцевского шельфов шла изолированно, в диаметрально противоположных геодинамических режимах. На Восточно-Баренцевском шельфе доминировали обстановки аккреции и коллизии (формирование Баренции в закрывающемся Доуральском океане, а затем ее столкновение с Восточной Европой); на Западно-Баренцевском - обстановки рифтинга и спрединга (раскол Лаврентии, отторжение от нее микроконтинентов, а затем дрейф последних в раскрывающемся Япетусе).

### **4.3.2. Закрытие Япетуса и девонско-каменноугольный рифтинг**

Начальный рифтинг океана Япетус, как уже говорилось, датируется ранним вендом, а его интенсивное раскрытие приходится на 580 – 570 млн лет [Gee & Sturt, 1985; Torsvik et al., 1991]. По палеомагнитным данным, в кембрии суммарная ширина Япетуса достигала примерно 6000 км [Barker & Gayer, 1985; Gurnis & Torsvik, 1994; MacNiocail, 1994]. Примерно этим же временем (540 – 490 млн лет) датируются первые свидетельства субдукции его литосферы [Gee & Sturt, 1985]. К позднему силуру большая часть Япетуса закрылась, произошла коллизия Гренландии и Европы, сформировавшая составной материк Еврамерику и обусловившая Скандинавскую орогению (420 млн лет).

На северном продолжении Скандинавских каледонид, в пределах Западно-Баренцевской конвергентной системы (см. рис. 4.1), закрытие Япетуса шло с некоторым запаздыванием. На Свальбарде складчатость имела место лишь в конце силура - начале девона [Harland et al., 1992]. Очевидно, именно в это время произошло объединение Западно- и Восточно-Баренцевского шельфа, прежде развивавшихся изолированно. Каледонские складчатые комплексы надвинулись с запада на пассивную окраину прежней Баренции, проходившую вдоль склонов микроконтинентов Федынского и Центрально-Баренцевского (см. рис. 2.13 и 2.14).

Хотя описанные события принципиально важны для понимания геодинамики Баренцево-Карского шельфа, они были лишь прелюдией к главному событию, превратившему этот регион в гигантский осадочный бассейн - девонскому рифтингу, достигшему стадии кратковременного спрединга.

После того, как в конце силура - начале девона объединились Западно- и Восточно-Баренцевский шельфы, на северном продолжении каледонского складчатого пояса еще оставалось океанское пространство. По-видимому, это была самая северная часть Япетуса, отделявшая Северную Америку от континентальных и строводужных блоков Панталассы. Л.П.Зоненшайн и Л.М.Натапов предполагали [1987], что эти блоки составляли единый континент Арктиду, но нам

представляется более вероятным, что в рассматриваемый период гипотетическая Арктида представляла собой группу изолированных террейнов. Постепенное закрытие самой северной ветви Япетуса в девоне - раннем карбоне обусловило позднекаледонскую (свальбардскую) орогению вдоль линии Восточный Свальбард - Северная Земля (Баренцево-Северо-Карская конвергентная система, см. рис. 4.1). Вероятно, аккреционно-коллизийные процессы сопровождались задуговым рифтингом и спредингом. Геодинамическая обстановка была во многом сходной с той, которая имела место в позднем мелу - палеогене в Западном Тетисе, где закрытие океана и конвергенция Евразийской, Африканской и Аравийской плит сопровождались задуговым спредингом Черного моря и Южного Каспия, к настоящему времени также превратившихся в глубокие осадочные бассейны [Зоненшайн и др., 1987].

Реликтовая океанская кора (в виде "остаточных океанов") обнаружена в основании глубоких осадочных бассейнов северной части Карского шельфа, Северо-Новоземельского и Уединения. Ее возраст определен путем интерпретации ЛМА, соответственно, в 370 – 360 и 390 – 380 млн лет (см. главу 3). В фундаменте восточной части Баренцево-Карского шельфа выделен центр спрединга ("несостоявшийся океан") того же возраста - 390 – 360 млн лет. На этом основании предполагается, что в девоне Баренцево-Северо-Карский центр спрединга был единым задуговым бассейном закрывающегося Япетуса.

Гипотеза о былой принадлежности реликтов девонской океанской коры Баренцево-Карского шельфа Япетусу поддается независимой проверке. Интерпретация ЛМА (глава 3) показала, что эта кора формировалась вблизи экватора (палеошироты 5 – 10°) с полускоростью 3 – 4 см/год. Этот результат находится в хорошем соответствии с абсолютными реконструкциями палеозойских океанов, составленными Л.П.Зоненшайном с соавторами [1984] преимущественно на основе палеомагнитных данных и следов горячих точек. На них девонская скорость спрединга Япетуса оценивается в 6 – 8 см/год, а его северная ветвь между Евразией и гипотетической Арктидой располагается в экваториальных широтах.

Для Восточно-Баренцево-Карского центра спрединга установлено отчетливое продвижение с севера на юг, в пределы Тимано-Печорской провинции, где он вырождается в обычный континентальный рифт девонского возраста - Печоро-Колвинский авлакоген.

По нашим данным, основной шов позднекаледонской орогении (Баренцево-Северо-Карский, см. рис. 4.1), вдоль которого в начале карбона (350 – 340 млн лет) произошло частичное поглощение девонской океанской коры северной части Карского шельфа, проходит южнее Северо-Новоземельского бассейна, вдоль депрессии

Шмидта между микроконтинентами Ушакова и Визе, а затем смещается крупным правосторонним сдвигом и продолжается южнее бассейна Уединения на Северную Землю.

Таким образом, к началу карбона в основном сформировалась гетерогенная структура Баренцево-Северо-Карского шельфа, включавшая древние микроконтиненты, сочленяющие их конвергентные швы байкальского и каледонского возраста, а также впечатанные в фундамент реликты девонской океанской коры. Над ними, очевидно, уже в девоне (одновременно со спредингом) началась лавинная седиментация и заложилась глубокие осадочные бассейны.

Несколько выходя за рамки данной главы отмечу, что в рассматриваемый период процессы, сходные с происходившими на Баренцево-Карском шельфе, имели место на противоположной, юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Сюда в девоне со стороны Палеотетиса проник центр спрединга, отколовший от Восточно-Европейской платформы Устюртский микроконтинент, и между ними раскрылся Прикаспийский бассейн [Bocharova et al., 1993; Аплоннов, 1995]. Его спрединг, судя по результатам интерпретации ЛМА (глава 3), был непродолжительным (около 15 млн лет), медленным (средняя скорость около 1 см/год) и нестабильным по кинематике. Рассчитанная по ЛМА широта формирования палеоокеанского блока Прикаспийского бассейна (около 10°) близка к широте девонского спрединга на Баренцево-Карском шельфе. Это - независимое подтверждение корректности выполненной интерпретации, поскольку в описываемый период восточная окраина Восточно-Европейской платформы была ориентирована примерно параллельно экватору [Зоненшайн и др., 1990]. В постспрединговый период (возможно - одновременно со спредингом) Прикаспийский "несостоявшийся океан" испытал частичную субдукцию, после чего палеоокеанский блок погрузился на глубину до 22 – 23 км и над ним сформировался глубокий осадочный бассейн.

Что касается Западно-Баренцевого шельфа, то его геодинамика в описываемый период была несколько иной, чем в Восточно-Баренцевской части. Каледонская орогения проявилась здесь хотя и с запозданием, но достаточно полно, в результате чего никаких реликтов палеоокеанской коры Ялетуса или его окраинных морей в гетерогенном фундаменте Западно-Баренцевого шельфа не сохранилось. Структурное положение основных рифтовых систем (Медвежинской и Ольгинской) позволяет предполагать, что изначально они возникли как слабо развитые части тройных рифтовых сочленений, ответвляющиеся от девонского Восточно-Баренцевого центра спрединга. Обе рифтовые системы, а также изолированное трехлучевое сочленение рифтов Нордкапп-Варангер, занимают явно секущее положение по отношению к каледонскому Западно-Баренцевскому шву. Однако, как показывает анализ сейсмических

данных [Dengo & Rosslund, 1992], интенсивный рифтинг в западной части Баренцево-Карского шельфа начался лишь в карбоне (примерно 340 млн лет), когда восточнее, вдоль Баренцево-Северо-Карского шва уже шли коллизивно-аккреционные процессы. Несомненно, раннекаменноугольный рифтинг на Западно-Баренцевском шельфе был менее интенсивным, чем девонский на Восточно-Баренцевском и Северо-Карском шельфах, и являлся, по-видимому, скорее предвестником будущего спрединга Северной Атлантики, чем отголоском закрытия Япетуса.

### **4.3.3. Закрытие Уральского океана и триасовый рифтинг**

Реликт океанской коры, обнаруженный в фундаменте Южно-Карского бассейна, по данным интерпретации ЛМА, имеет каменноугольный возраст, 320 – 305 млн лет (глава 3). Можно предполагать, что прежде эта кора, вместе с аналогичными, но более мелкими реликтовыми океанскими блоками внутренних районов Западной Сибири, - Надымским, Сургутским и Нюрольским, являлась частью обширного Уральского (Центрально-Азиатского) океана, разделявшего в палеозое Европу (с девона - Еврамерику), Сибирь и Казахстан.

Уральский океан, начавший раскрываться в начале ордовика (около 500 млн лет), достиг максимальных размеров в девоне, когда его ширина между восточной окраиной Европы и Казахстаном составляла не менее 2000 – 2500 км [История развития..., 1984]. Начиная со среднего-позднего девона Уральский океан начал закрываться; его литосфера субдуцировала под островные дуги и окраинные моря вдоль восточной окраины Восточно-Европейской платформы.

Гипотеза о бывшей принадлежности Южно-Карского “остаточного океана” к Уральскому океану поддается независимой проверке. Согласно абсолютным реконструкциям Л.П.Зоненшайна и его коллег [1984, 1990], в интервале 340 – 320 млн лет Сибирь вращалась относительно Европы вокруг полюса с координатами 45° с.ш. и 145° в.д с угловой скоростью около 0,2°/млн лет. Самая северная часть Уральского океана, к которой, видимо, и принадлежал палеоокеанский блок Южно-Карского бассейна, располагалась в районе 30° с.ш. и 60° в.д. По этим данным можно рассчитать линейную скорость спрединга палеоокеанского блока, впоследствии ставшего фундаментом Южно-Карского бассейна - она составляла около 4 см/год. Те же параметры спрединга, рассчитанные нами по результатам интерпретации ЛМА (глава 3), составляют: палеоширота - 20° – 30°, полускорость спрединга - 2 см/год.

Поглощение коры Уральского океана шло под островные дуги, позднее сформировавшие Урал и фундамент Западной Сибири. В

последнем трассированы Нурминская и Колпашевская конвергентные системы, с возрастом, соответственно, 300 – 280 и 350 – 340 млн лет, а также Сургутская и Нижневартовская системы с возрастом 280 млн лет (см. рис. 4.1). Принципиальным отличием, кроме возраста, является разная степень завершенности складчатости в этих двух зонах. В северных и внутренних районах Западной Сибири (Нурминско-Колпашевская зона) фундамент по данным бурения представлен исключительно субдукционными комплексами, а в центральной и Приуральской частях (Сургутско-Нижневартовская зона), помимо позднепалеозойских субдукционных комплексов, значительное место занимают пермские гранитные батолиты - свидетельства герцинской коллизии. Предполагается, что поглощение коры Уральского океана шло также под северным бортом Малыгинского микроконтинента (Северо-Ямальская конвергентная система).

На Карском шельфе герцинская Северо-Таймырская конвергентная система трассирована вдоль северного склона Северо-Сибирского поднятия (депрессия Арктического института, см. разрез на рис. 2.15); она является шельфовым продолжением Главного Таймырского надвига [Погребницкий, 1971; Верниковский, 1996]. На Карском шельфе сместитель надвига погружается на север, а в аллохтонный комплекс включен микроконтинент Визе. Есть надежные свидетельства [Устрицкий, 1985], что новоземельский склон Южно-Карского бассейна в течение всего позднего палеозоя развивался как пассивная окраина.

Таким образом, можно заключить, что вызванная закрытием Уральского океана позднепалеозойская аккреция фундамента севера Западной Сибири и Южно-Карского шельфа, не завершилась сильной коллизией континентальных и островодужных блоков (такой, какая имело место, например, на Урале). Очевидно, глобальную причину этого следует искать прежде всего в характере взаимодействия “северных” континентов, обрамлявших Уральский океан. На реконструкциях позднего палеозоя [Зоненшайн и др., 1984, 1987] видно, что закрытие последнего происходило, с одной стороны, за счет разворота Сибири по часовой стрелке и ее приближения к Евразии, а с другой стороны - за счет того, что в пространство между ними “вдвигался” Казахстанский континент. В результате последний оказался “заклиненным” как бы между двумя сходящимися половинками гигантских ножиц, Сибирью и Евразией. Это обусловило сильную герцинскую складчатость в Валерьяновской и Новосибирской зонах на юго-западе и юго-востоке Западной Сибири [Журавлев, 1986; Аглонов, 1989], остановило “вдвигание” Казахстана в пространство между Сибирью и Европой (его наиболее северная оконечность - Уват-Хантыманийский микроконтинент, частично попадает в исследуемый регион, см. рис. 4.1) и обусловило сохранение в пространстве между сходящимися континентальными и

островодужными блоками реликтов коры Уральского океана. Именно такие реликты (“остаточные океаны”) присутствуют в фундаменте Нюрольского, Сургутского и Надымского бассейнов Западной Сибири, а также Южно-Карского бассейна.

Помимо этого, не исключено, что незавершенность герцинской складчатости в Западной Сибири связана и с более глобальным геодинамическим фактором - перестройкой режима мантийной конвекции на рубеже палеозоя и мезозоя [Монин и др., 1987]. Одноячейковая конвекция, приведшая в позднем палеозое к объединению “северных” континентов в Пангею, в раннем мезозое сменилась двухъячейковой конвекцией, обусловившей ее распад. В Западной Сибири, фундамент которой только к концу палеозоя испытал начальную аккрецию, уже в триасе проявились деструктивные процессы, не дав времени для его полной стабилизации.

Закрытие Уральского океана оказало существенное влияние и на геодинамику Печоро-Баренцевоморского региона, в восточной части которого, вдоль бывшей пассивной окраины Уральского океана, заложилась передовые прогибы, позднее частично перекрытые надвигами Полярного Урала и Пай-Хоя. К настоящему времени глубина залегания поверхности фундамента в бассейнах передовых прогибов достигает 12 – 14 км (Косью-Роговской и Кортаихинский прогибы Тимано-Печорской провинции).

В триасе (240 – 230 млн лет) отмечается поворотный пункт в геодинамике исследуемого региона - он подвергся расколу, наиболее сильно проявившемуся в Западной Сибири. Здесь один из многочисленных триасовых континентальных рифтов зашел в своем развитии до стадии кратковременного спрединга и превратился в молодой Обский палеоокеан с менее развитым апофизом в Енисей-Хатангском прогибе. Возраст спрединга этой структуры, сыгравшей ключевую роль в заложении и дальнейшей эволюции всего гигантского Западно-Сибирского осадочного бассейна, определен по результатам интерпретации ЛМА в 235 – 215 млн лет, поздний триас (глава 3). Данная оценка независимо подтверждена абсолютными возрастными датировками базальтов, вскрытых бурением в южной части Обского палеоокеана [Журавлев, 1986; Аплонов, 1987; Aplonov, 1988, 1995].

В числе прочего, спрединг Обского палеоокеана привел к развороту по часовой стрелке Сибири относительно Восточно-Европейской платформы примерно на 12° – 14°. Этот разворот был подмечен достаточно давно по несовпадению триасовых палеомагнитных склонений и расхождению палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской и Сибирской платформ [Храмов и др., 1982; Баженов и Моссаковский, 1986], однако нашел объяснение лишь после появления концепции Обского палеоокеана.

Как было показано, Обский палеоокеан продвигался с севера на юг, в глубину Западной Сибири. Линия раскола, хотя и в общем виде,

наследовала меридиональный шов предшествующей неполной аккреции фундамента, маркированный реликтами палеозойской океанской коры Надымского, Сургутского и Нюрольского бассейнов.

Относительно связи Обского палеоокеана с Мировой рифтовой системой триаса пока нет полной ясности. Не находит подтверждения точка зрения В.С.Суркова и его коллег [1984, 1999], включающих Западно-Сибирские рифты в единую Арктико-Североатлантическую рифтовую мегасистему. Действительно, триасовый рифтинг в какой-то степени затронул восточную часть Баренцевского шельфа, о чем свидетельствуют как увеличение здесь мощности отождествляемой с триасом сейсмической толщи [Батурин и др., 1987; Дараган-Сущева и др., 1996], так и присутствие триасовых вулканитов в разрезе осадочной толщи по периферии Южно-Баренцевского бассейна [Алехин, 1988]. Однако наши результаты показывают, что триасовый рифтинг хотя и трансформировал структуру глубоких осадочных бассейнов Баренцевского шельфа, отнюдь не являлся главной причиной их заложения (как это утверждается, например, в работе [Грамберг, 1997]). Как уже отмечалось, на Карском шельфе отчетливых свидетельств триасового рифтинга вообще не обнаружено. Что касается желоба Святой Анны, с которым В.С.Сурков и его коллеги пытались соединить Уренгойский рифт Западной Сибири, то позднейшие исследования однозначно подтвердили гораздо более молодой (кайнозойский) возраст его заложения [Батурин, 1988]. Не выдерживает проверки и гипотеза о непосредственном продолжении Обского палеоокеана в Южно-Карский бассейн [Геодинамическая карта СССР..., 1988]: как уже было показано выше, эти структуры разграничены Малыгинским микроконтинентом и Северо-Ямальской конвергентной системой.

По-видимому, единственной правдоподобной, хотя и тоже не бесспорной, на сегодняшний день остается версия Л.П.Зоненшайна и Л.М.Натапова [1987], согласно которой Обский палеоокеан соединялся в триасе с позднее закрывшимся Южно-Ануйским бассейном, а через него - с центрами спрединга в палео-Тихом океане.

Лавинная седиментация на месте Обского палеоокеана началась в триасе, т.е. одновременно с его спредингом. По-видимому, такая особенность присуща всем “несостоявшимся океанам” и, возможно, является одной из главных причин их отмирания. В молодые океанские впадины (аналоги Красноморского рифта) уже на стадии их спрединга поступают огромные массы грубообломочных терригенных осадков, скорости седиментации на этом этапе достигают 200 – 300 м/млн лет и более, глубинный тепловой поток экранируется, спрединг прекращается и сменяется более плавным прогибанием палеоокеанского блока с замедлением скорости и расширением области седиментации.

К сожалению, об универсальности этой особенности для всех “несостоявшихся океанов” (одновременной со спредингом лавинной

седиментации) пока нельзя говорить однозначно. Мы сталкиваемся здесь с довольно нетипичной геодинамической обстановкой, которой, вдобавок ко всему, трудно подобрать актуалистический аналог, за исключением, может быть, современных обстановок на северной бровке шельфа моря Лаптевых (см. главу 1, рис. 1.2), где “живой” центр спрединга хребта Гаккеля перекрывается несколькими километрами молодых осадков [Савостин и Драчев, 1988; Иванова и др., 1989; Грамберг и др., 1990], а также Калифорнийского залива (см. главу 1, рис. 1.3). Но геолого-геофизическая изученность шельфа моря Латевого пока оставляет желать лучшего, а достоверная информация о нижней части осадочного чехла других “несостоявшихся океанов” (например, Восточно-Баренцевского и Прикаспийского) отсутствует. Что же касается Обского палеоокеана, то здесь уже имеющиеся сейсмические и буровые данные позволяют выполнить достаточно строгое количественное моделирование его постспредингового погружения.

Прежде чем приступить к описанию модели, отметим общую черту генезиса нижней части осадочного чехла бассейнов, формирующихся на месте “несостоявшихся океанов”. Она состоит в том, что для осадочных пород, заполняющих палеоокеанскую депрессию одновременно с ее спредингом, чрезвычайно характерны процессы переотложения. Следовательно, между процессами эрозии и размыва окружающих палеоокеан орогенов и собственно лавинным осадконакоплением в его пределах всегда имеется временной разрыв, иногда значительный.

Будущий Западно-Сибирский осадочный бассейн (после начальной аккреции фундамента, но до триасового рифтинга и спрединга) находился в непосредственной близости от областей интенсивной герцинской складчатости - Уральской, Казахстанской, а также скрытой сегодня под мезозойско-кайнозойским чехлом области южной и центральной частей низменности. В пределах только что сформировавшейся аккреционной системы Западной Сибири уже в конце палеозоя существовало множество эфемерных впадин, заполненных преимущественно обломочными пермскими отложениями. Несомненно, еще до начала триасового рифтинга терригенный материал интенсивно переносился в расположенный севернее Западной Сибири Южно-Ануйский залив, но не закреплялся в нем, а транзитно переходил в более открытые части моря, подобно тому, как сегодня транспортируются грубообломочные осадки в устье Оби и Обской губе. Если рассматривать аналогии более широкие в пространственном и временном отношениях, то дорифтовый перенос осадков в позднепалеозойской Западной Сибири был подобен современному осадконакоплению на арктической континентальной окраине Евразии в целом. Здесь огромный объем терригенного материала, выносимого сибирскими реками, не задерживается на шельфе, а транзитно переносится в глубоководную часть Северного

Ледовитого океана, заполняя котловину Нансена и обуславливая тем самым значительную асимметрию северного (котловина Амундсена) и южного склонов срединно-океанского хребта Гаккеля [Jokat et al., 1995].

С началом рифтинга, а затем спрединга в северной части Западной Сибири ситуация кардинально меняется. Начинается необратимое прогибание региона и реализуется возможность фиксации непосредственно в палеоокеанской депрессии огромных масс осадков. Как показывают изучение керн скважин и интерпретация данных сейсморазведки (о чем подробнее пойдет речь ниже), в осевой части Обского палеоокеана скорости седиментации в начале раннего триаса достигают 400 – 500 м/млн лет, причем накапливаются как вулканиты - прямые производные рифтинга и спрединга, так и разнообразные по составу терригенные, в том числе грубообломочные осадки. Последние, как правило, содержат спорово-пыльцевые комплексы пермского возраста [Нестеров и др., 1984]. Седиментация полностью компенсирует прогибание, что доказывается преимущественной пресноводностью отложений. Лавинно накапливающиеся осадки геологически мгновенно экранируют тепловой поток, прежде всего - его конвективную составляющую, которая и является необходимой характеристикой спрединга в его “традиционном” понимании. Уже к середине среднего триаса доля вулканогенных отложений в разрезе севера Западной Сибири значительно уменьшается, а после среднего триаса они перестают аккумулироваться совсем.

Есть еще как минимум две принципиально важные особенности заложения осадочных бассейнов над “несостоявшимися океанами”, очень четко видные на примере Обского палеоокеана.

Во-первых, непосредственно в центре раскрытия таких структур, как правило, не образуется срединного хребта - короткого интервала спрединга недостаточно для погружения литосферы на его флангах. Об этом свидетельствует не только структура поверхности фундамента древних “несостоявшихся океанов” (см., например, рис. 2.2 и 2.3), но и актуалистические аналоги. Срединный хребет отсутствует, например, в океанической впадине Красного моря, в то время как в непосредственно продолжающем его более зрелом Аденском заливе структура СОХ (хребет Шеба) рисуется уже достаточно четко (см. главу 1). Точно по тем же геодинамическим причинам, по которым в зрелом океане погружение дна замедляется по мере отодвигания от оси СОХ, в экранируемых лавинной седиментацией “несостоявшихся океанах” центр спрединга становится осью максимальных глубин подошвы осадочного чехла. Разумеется, строгая функциональная зависимость здесь отсутствует, т.к. прогибание палеоокеанской депрессии после завершения спрединга начинает сильно зависеть от привноса терригенного материала,

вследствие чего ось прогиба может сместиться относительно бывшего центра спрединга.

Во-вторых, как уже было показано, все “несостоявшиеся океаны” раскрываются по схеме продвигающегося рифта, а это означает, что, например, для Обского палеоокеана в север-северо-западном направлении интервал спрединга увеличивается. За счет дополнительного усложнения морфологии палеоокеанской депрессии, полной компенсации прогиба осадками часто не происходит, и тогда осадки накапливаются не в континентальных, а в морских условиях, иногда глубоководных. Такая неполная компенсация, например, на Ямале была типична для триаса, на что указывали, в частности, Н.Я.Кунин [1984] и Л.Ш.Гиршгорн с соавторами [1986], опираясь на данные сейсмостратиграфического анализа.

Результаты моделирования постспредингового погружения Обского палеоокеана приведены на рис. 4.5. По шести опорным буровым скважинам, расположенным в пределах Обского палеоокеана и его ближнего обрамления, рассчитаны амплитуды погружения фундамента за счет двух главных групп изостатических сил, действующих одновременно. Первая группа сил, условно названная “тектоническими”, связана с охлаждением, глубинной кристаллизацией и утяжелением литосферы. Если последняя представлена палеоокеанским блоком, то по аналогии с известным законом Слейтера-Сорохтина [Океанология, 1979], амплитуда его погружения должна быть пропорциональна квадратному корню из времени. Вторая группа сил связана с избыточным весом осадков, накапливающихся на поверхности погружающегося палеоокеанского блока.

Строго говоря, первая группа сил нам неизвестна, зато в нашем распоряжении имеются данные глубокого бурения, позволяющие строго оценить погружение Обского палеоокеана за счет веса накапливающихся осадков (вторая группа сил). Конечная цель расчетов - реконструировать суммарное погружение фундамента в мезозое-кайнозое, вычестить из него амплитуду избыточного погружения за счет веса осадков и, в итоге, оценить интенсивность “тектонического” погружения палеоокеанского блока фундамента, являющегося первопричиной формирования над ним глубокого осадочного бассейна.

Кроме того, на рис. 4.5 для каждой скважины представлены кривые скорости седиментации, амплитуды термического погружения для палеоокеанского блока с возрастом 235 млн лет (начало спрединга Обского палеоокеана), а также амплитуды суммарного погружения фундамента с учетом веса осадков в предположении, что термическое погружение определялось “нормальным” океанским законом.

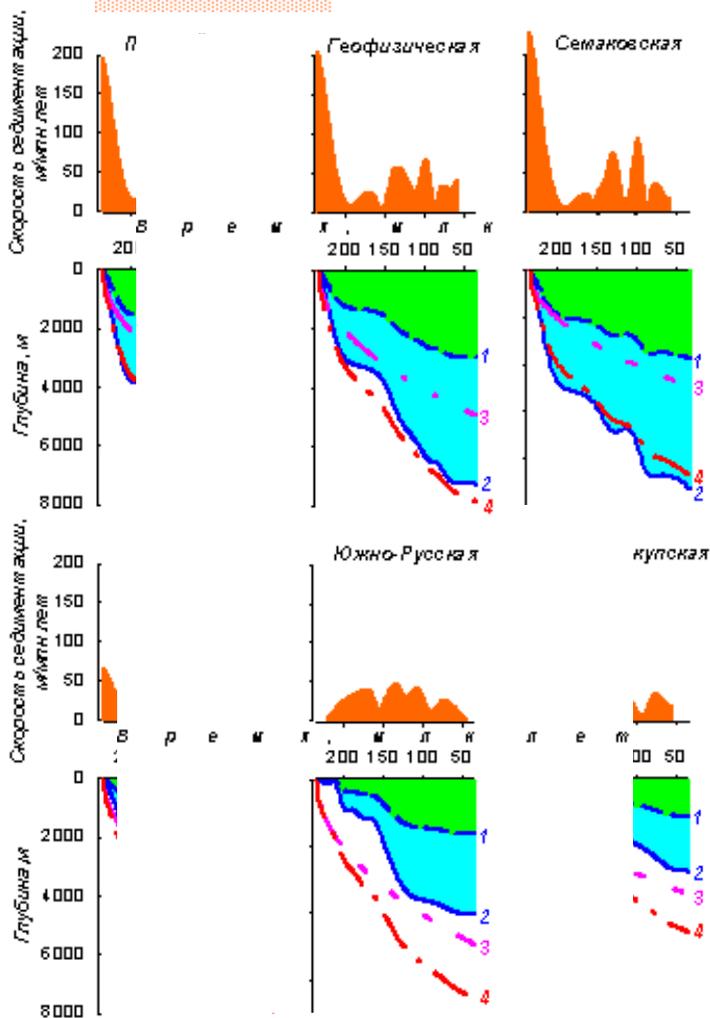
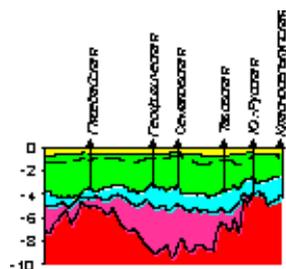


Рис. 4.5. Моделирование постспредингового погружения Обского палеоокеана.

1 – погружение за счет веса накапливающихся осадков, 2 – суммарное погружение, 3 – термическое погружение по “нормальному” океанскому закону (пропорциональное квадратному корню возраста палеоокеанского блока),

4 – суммарное погружение с учетом веса осадков в предположении, что термическое погружение определяется “нормальным” океанским законом (сумма погружений 1 и 3).

Показаны расположение опорных скважин и схематический разрез.

Результаты моделирования показали следующее.

Для скважин, расположенных в пределах Обского палеоокеана (Пяседайской, Геофизической, Семаковской), установлены лавинные скорости седиментации (200 – 300 м/млн лет и более) на начальных этапах погружения. Суммарная мощность триасового комплекса достигает здесь 4 – 6 км. Современное суммарное погружение фундамента, достигающее 8 – 10 км, лишь на 30 – 40 % обусловлено весом осадков. На долю “тектонических” сил, связанных с термическим погружением, приходится, таким образом, 60 – 70 % амплитуды суммарного погружения. Экспериментальные кривые суммарного погружения весьма близки к кривым, рассчитанным в предположении об океанской природе фундамента.

Для скважин, расположенных за пределами Обского палеоокеана (Тазовской, Южно-Русской, Красноселькупской), картина принципиально иная. Лавинной седиментации на начальной стадии погружения не отмечается. Суммарное погружение фундамента имеет гораздо меньшую амплитуду (до 4 – 6 км) и на 50 – 60 % определяется весом накапливающихся осадков. Экспериментальные кривые суммарного погружения не совпадают с “океанскими”, что свидетельствует о том, что фундамент представлен здесь корой континентального типа.

Последним, завершающим событием активной эволюции Баренцево-Карского региона было позднеюрское смещение Северо-Карского блока в сторону Сибири по правостороннему сдвигу, совпадающему с южным склоном Северо-Сибирского поднятия (см. рис. 4.1). Как уже было сказано, наличие этого сдвига было предсказано еще У.Гамильтоном [1970], а позднее Л.П.Зоненшайн и Л.М.Натапов [1987] связали его происхождение с раскрытием Канадского бассейна, объяснив им поглощение коры Южно-Ануйского бассейна, куда выходил центр спрединга триасового Обского палеоокеана, и киммерийскую складчатость (150 млн лет) в Южно-Таймырской зоне.

Завершая рассмотрение геодинамической модели Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши, еще раз подчеркнем, что как всякий результат преимущественно геофизической интерпретации, она ни в коей мере не претендует на однозначность, а корректность модели может быть доказана или опровергнута лишь будущими

детальными геологическими исследованиями. Однако уже сейчас можно сделать принципиальный вывод о том, что своей отчетливой тектонической спецификой Баренцево-Карский шельф обязан прежде всего заложению на разновозрастных областях неполного закрытия древних океанов, Япетуса и Уральского, а также чрезвычайно пестрому сплетению геодинамических обстановок, имевшему место при формировании его фундамента.

Таблица 8 дает представление о последовательности и стиле преобладающих геодинамических режимов, сформировавших отдельные части исследуемой территории.

Наиболее ранний тектонический эпизод, следы которого реконструируются в фундаменте Тимано-Печорской провинции и Восточно-Баренцевского шельфа - рифейский рифтинг, отторгнувший микроконтиненты от Русской платформы. В венде микроконтиненты объединились в Баренцию, а в кембрии последняя столкнулась с северо-восточной окраиной Восточно-Европейской платформы.

Таблица 8. *Время и геодинамические режимы стабилизации фундамента отдельных районов Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши*

Район Время	Тимано- Печорская провинция	Восточно- Барен- цевский шельф	Западно- Барен- цевский шельф	Северо- Карский шельф	Южно- Карский шельф	Север Западной Сибири
триас						
пермь						
карбон						
девон						
силур						
ордовик						
кембрий						
венд						
рифей						

Геодинамические  
режимы:



рифтинг и  
спрединг



аккреция и  
коллизия

В венде - кембрии начинается самостоятельная эволюция блоков, позднее составивших фундамент Западно-Баренцевского шельфа - они отторгаются от Лаврентии раскрывающимся Япетусом. С девона начинается совместная эволюция обеих частей Баренцевского шельфа, однако она происходит в противоположных геодинамических режимах: на Западно-Баренцевском шельфе идет каледонская орогения, а в пределах Восточно-Баренцевского и Северо-Карского шельфов господствуют обстановки задугового рифтинга и спрединга. В карбоне, когда на Северо-Карском шельфе

проявляется позднекаледонская (свальбардская) эпоха диастрофизма, Западно-Баренцевский шельф, наоборот, подвергается рифтингу. На этом активная геодинамическая эволюция Баренцевского и Северо-Карского шельфов в основном завершается.

В пределах Южно-Карского шельфа и севера Западной Сибири в карбоне документируются следы спрединга (по-видимому, в задуговых бассейнах Уральского океана). Одновременно здесь идут субдукционные процессы, которые в перми приводят к аккреции фундамента. С этого времени активная геодинамическая эволюция Южно-Карского шельфа завершается, а на севере Западной Сибири в триасе происходит мощная вспышка рифтинга, завершившегося спредингом Обского палеоокеана.

## Глава 5

### Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов

---

---

#### 5.1. Вводные замечания

Проблемы геодинамики осадочных бассейнов и численного моделирования их эволюции за последние десятилетия стали чрезвычайно популярными и получили освещение в многочисленных публикациях [Хаин, 1978; Соколов, 1985; Кучерук и Ушаков, 1985; Артюшков, 1987; Хаин и др., 1988; Лобковский и Хаин, 1989; Габриэлянц и др., 1990; Клещев и др., 1995; Cloetingh et al., 1996; Lobkovsky et al., 1996]. За рубежом, а позднее - и у нас в стране, данная тематика выделилась в самостоятельное научное направление - бассейновый анализ (basin analysis [Allen & Allen, 1993]), под которым понимается расшифровка процессов, обуславливающих заложение осадочных бассейнов, индивидуальность их развития, магматизма и размещения полезных ископаемых. Нефтегазоносность бассейнов при таком подходе ставится в зависимость от численно моделируемых процессов их эволюции.

Бассейновый анализ в настоящее время стал настолько многогранным и междисциплинарным, что мы в данной главе, разумеется, не ставим целью освещение всех его аспектов. Ниже будут рассмотрены лишь некоторые нефтегеологические следствия геофизического анализа эволюции глубоких осадочных бассейнов России, результаты которого составляют содержание предыдущих глав данной книги.

Хотелось бы сразу же подчеркнуть, что наше обращение к проблемам нефтегазоносности - не просто дань моде, согласно которой любые геолого-геофизические исследования осадочных бассейнов должны в обязательном порядке завершаться прогнозом их углеводородного потенциала. Дело в другом. Начавшись 15 лет назад, наши разработки носили чисто фундаментальный характер, и лишь много позднее стало ясным, что их на первый взгляд чисто теоретические результаты имеют непосредственное отношение к практике нефтегазопроисковых работ. Именно этот аспект мы и постараемся оттенить в дальнейшем изложении.

Чтобы сделать более ясным наше видение проблемы связи геодинамики и нефтегазоносности, кратко обрисуем современное состояние нефтяной геологии в России, так, как мы его понимаем.

Известно, что на протяжении последних лет в России добыча нефти и газа превысила приращиваемые разведанные запасы. Любому, кто хотя бы в общих чертах знаком с проблемами ТЭК России, понятно, что такая тенденция чревата неминуемой экономической катастрофой. Многие связывают эту предкризисную ситуацию с потерей государственного контроля и недостаточным финансированием поисково-разведочных работ на нефть и газ. Это - заблуждение. Причины нынешней кризисной ситуации - прямое следствие нефтяной политики СССР в 60-е – 80-е годы и, как ее результаты - *непонимание специфики новых нефтегазоносных объектов и отсутствие концепции поисковых работ.*

На всех этапах освоение нефтегазовых ресурсов в СССР шло в обстановке чрезвычайной спешки. Наряду с последствиями чисто экономического характера (неполная утилизация полезных компонентов, хищническая эксплуатация месторождений, и т.п.), это привело к порочной стратегии поисково-разведочных работ. В общем виде эту стратегию можно сформулировать так: вести интенсивную разведку простых объектов, а в сложные объекты глубоких горизонтов осадочного чехла "загнать" огромные прогнозные ресурсы, и их пока не трогать, чтобы поддерживать у распределяющих финансы чиновников иллюзию сохраняющегося богатства недр.

Разбуривание стандартных объектов - антиклинальных ловушек, привело к расцвету типовых инструкций, отступление от которых если прямо не запрещалось, то и никак не поощрялось. Сложные объекты по существу игнорировались. Так постепенно складывалась нынешняя кризисная ситуация в нефтяной геологии, главный показатель которой - это *противоречие между огромными прогнозными ресурсами российской суши и ничтожным количеством достоверных продуктивных объектов, на которых эти ресурсы можно локализовать, размещая поисковое бурение.*

За рубежом кризис в нефтяной геологии несколько отсрочен за счет широкого бурения нефтепоисковых скважин методом "дикой кошки" ("wild cat"). Над этими скважинами у нас до сегодняшнего дня принято глумиться, поскольку считается, что они бурятся где попало [Кунин и др., 1995]. На самом деле, "wild cat" задаются по геологическим соображениям, часто интуитивным, в отличие от тех скважин, которые ставятся на основе автоматизированной, полностью формализованной компьютерной обработки данных сейсморазведки. Метод "wild cat", прямо скажем, не лучший с точки зрения науки, позволил зарубежным (в основном - американским) нефтяникам выявить очень много сложных объектов и типизировать сейсмогеологические модели открытых залежей. Как результат, если в США на сегодняшний день разведанность сложных нефтегазоносных объектов составляет около 40%, то в России - не более 5 – 10%.

Однако, наряду с отрицательными последствиями нефтяной политики в СССР, она же привела к тому, что сегодня во всех бассейнах российской суши сохранились огромные ресурсы нефти и газа в сложных залежах. По нашей оценке, на них приходится примерно 2/3 прогнозных ресурсов нефти и газа в бассейнах российской суши. Эти объекты не были изуродованы хищнической эксплуатацией в советское время и не разбазариваются сейчас нефтедобывающими акционерными компаниями. По-видимому, именно со сложными залежами нижней половины осадочного чехла “традиционных” бассейнов российской суши, уже имеющих развитую нефтедобывающую инфраструктуру, следует связывать перспективы ТЭК страны ближайших десятилетий, поскольку освоение нефтегазовых ресурсов арктического шельфа, сколь бы они ни были богаты - дело далекого будущего по чисто экономическим соображениям.

Однако сложные залежи в нижней части чехла, о которых идет речь, в подавляющей массе являются неантиклинальными и, следовательно, требуют нестандартных методик на всех стадиях освоения. Если для поиска антиклинальных ловушек было достаточно двух-трех критериев, то для новых залежей нужна именно общая концепция и теория, описывающая весь процесс формирования месторождений, начиная с условий заложения осадочных бассейнов.

Подчеркнем, что когда мы говорим об отсутствии антиклинального контроля над размещением нефтегазоносности в глубоких горизонтах осадочного чехла, то имеем в виду “антиклинальность” не только в структурном, но и в генетическом смысле. С этой точки зрения неструктурные залежи на крыльях положительных структур также следует считать “антиклинальными”: углеводороды, всплывая в воде, стремятся к сводам, но не достигают их, встречая на своем пути литологические или тектонические барьеры.

Таким образом, мы в очередной раз приходим к тривиальному выводу о том, что нет ничего практичнее, чем хорошая теория. Надо со всей определенностью подчеркнуть, что такой потребности в фундаментальной науке, как сейчас, нефтяная геология никогда не испытывала в пору господства антиклинальной концепции. Сейчас наука действительно необходима, и все представления о том, что можно обеспечить устойчивый прирост запасов нефти и газа только за счет усовершенствования технологий каротажа и сейсморазведки, только за счет внедрения новых “несейсмических” методов поисков, только за счет увеличения объемов бурения, по меньшей мере наивны.

Обратимся теперь непосредственно к нефтегеологическим следствиям геодинамического анализа.

## 5.2. Гармоничные и дисгармоничные бассейны и роль "несостоявшихся океанов" в их формировании

При сравнительном анализе осадочных бассейнов главным является их соотношение с глобальной цикличностью седиментации. Если на определенном этапе эволюция бассейна совпадает с глобальным циклом, то накапливающиеся формации и объединающие их вертикальные и латеральные формационные ряды называются *гармоничными*, если нет - *дисгармоничными*.

Для обоснования данной классификации необходим более подробный анализ современного состояния проблемы глобальной цикличности седиментации в течении последних 670 млн лет земной истории (венд-фанерозой). На этот счет существуют три наиболее популярных версии.

Первая из них принадлежит американскому геологу П.Вейлу [Vail et al., 1977]. Он обработал сейсмические данные по большинству нефтегазоносных бассейнов мира, выделил синхронные (реперные) поверхности напластования осадочных пород и привязал их к трансгрессивно-регрессивным циклам, обусловленным, по его мнению, колебаниями уровня Мирового океана.

Вторая версия принадлежит А.Б.Ронову [Ронов, 1993], который также обобщил материалы по всему миру и установил, что циклы седиментации, как и циклы диастрофизма, имеют статистический характер. Хотя на отдельных этапах заметно преобладают то суша, то, наоборот, эпиконтинентальные моря, но экстремумы расплывчаты и меняются на разных континентах.

Наконец, третью версию предложил А.Л.Яншин [Яншин, 1973]. По его мнению, глобальная цикличность является мифом, возникшем при сравнении очень похожих Русской и Северо-Американской платформ, тогда как на Сибирской платформе, в Африке, Австралии и на других континентах - свои цикличности, не похожие на первую.

Замечательно, что каждая из трех версий прекрасно аргументирована, но при этом они полностью исключают друг друга.

Противоречие удаётся преодолеть, если предположить, что на каждом отрезке геологической истории одновременно существуют осадочные бассейны, одни из которых развиваются в соответствии с глобальными циклами, а другие - полностью независимы от них. В последнем случае характер осадконакопления зависит от региональных факторов, часто меняющихся даже на небольших расстояниях.

Для проверки этого положения вся поверхность континентов разделена на 35 относительно тектонически обособленных блоков и для каждого из них по эпохам построены кривые изменения относительной площади седиментации. Увеличение процента площади, занятой осадками, соответствует трансгрессии, уменьшение - регрессии. 35 частных кривых подвергнуты несложной статистической обработке, в результате которой построена общая кривая глобальной цикличности седиментации (рис. 5.1). На нее нанесены

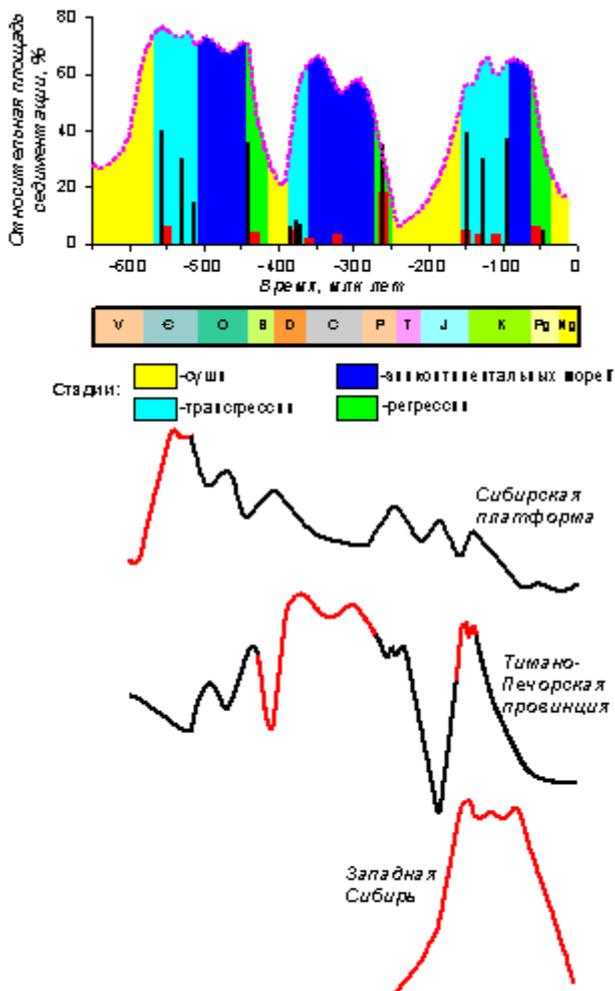


Рис. 5.1. Сравнение с кривой глобальной цикличности седиментации кривых, составленных по отдельным регионам России. На частных кривых - этапы совпадения (сплошная линия) и несовпадения (пунктирная линия) с глобальными циклами.

также реперные отложения, накапливающиеся только при гармоничном развитии и только на определенных временных отрезках: черные сланцы (черные столбики) и калийные соли (красные столбики). Во всех трех вендско-фанерозойских циклах по три черносланцевых

уровня приходится на трансгрессивную стадию, и по одному - на регрессивную.

Оказывается, что в каждую эпоху *примерно половина площади континентов вовлекается в циклы (гармоничное развитие), а половина живет самостоятельной жизнью (дисгармоничное развитие)*. Этим объясняются противоречия трех рассмотренных выше наиболее популярных версий глобальной цикличности седиментации. Объединение в одну выборку гармоничных и дисгармоничных бассейнов (А.Б.Ронов) искажает глобальные циклы, “размазывает” их экстремумы и создает иллюзию асинхронности циклов. Закономерная миграция во времени гармоничного развития по поверхности континентов приводит к выводу об асинхронности крупных циклов на разных платформах (А.Л.Яншин).

Нетрудно рассчитать параметры общей кривой глобальной цикличности (см. рис. 5.1) и количественно оценить неравномерность циклов. Интервалы между повторяющимися событиями меняются от 170 до 260, составляя в среднем 208 млн лет. Особенно заметна меньшая длительность второго (средне-позднепалеозойского) цикла (170 млн лет) по сравнению с первым венд-раннепалеозойским (240 млн лет) и третьим мезозойско-кайнозойским (210 млн лет). В каждом цикле выделяется по четыре стадии - суши, трансгрессии, эпиконтинентальных морей и регрессии, и именно длительность одноименных стадий в разных циклах отличается наиболее значительно. Например, в средне-позднепалеозойском цикле стадия суши гораздо короче (27 млн лет), чем в мезозойско-кайнозойском (90 млн лет). То же относится к длительности стадий трансгрессии для тех же циклов (27 и 65 млн лет соответственно). Стадия же эпиконтинентальных морей, наоборот, длится дольше в средне-позднепалеозойском цикле (87 млн лет), чем в мезозойско-кайнозойском (29 млн лет). Лишь длительность регрессивных стадий во всех циклах одинакова и составляет в среднем 27 – 29 млн лет.

Сопоставление кривой глобальной цикличности седиментации фанерозоя (см. рис. 5.1) с реконструкциями дрейфа континентов (рис. 5.2) свидетельствует об однозначном соответствии: стадии глобальной суши проявляются на новообразованных суперконтинентах (с начала венда - на Супергондване, в конце силура - на Еврамерике, в конце перми - на Пангее); стадии эпиконтинентальных морей совпадают с этапами интенсивного раскрытия новых и расширения старых океанов (в среднем и позднем ордовике, в карбоне, в позднем мелу).

Более того, четко выражена зависимость между длительностью отдельных стадий цикла и размерами суперконтинентов. Чем больше сформировавшийся суперконтинент, тем дольше существует суша и длительнее ее затопление морем. Как было показано выше, после формирования в перми гигантской Пангеи стадия глобальной

суши длится 90, а трансгрессии - 65 млн лет. И наоборот, чем суперконтинент меньше (например, сформировавшаяся в силуре относительно небольшая Еврамерика), тем короче на нем стадии суши и трансгрессии (каждая по 27 млн лет), но дольше существуют эпиконтинентальные моря (87 млн лет). Из установленного эмпирического соответствия, о котором шла речь выше, а также общих теоретических представлений о глобальной энергетике Земли и анализа истории крупнейших осадочных нефтегазоносных бассейнов мира, вырисовываются общие причины гармоничного развития осадочных бассейнов.

Формирующийся на поверхности Земли суперконтинент неизбежно экранирует глубинный тепловой поток (в англоязычной литературе этот процесс получил название *shielding*), в результате чего под суперконтинентом начинается подъем (*upwelling*) прогретой мантии, в конечном итоге инициирующий его распад [Condie, 1998]. Последний вызывает “обрушение” холодных краев субдцировавших литосферных плит (*slab’ов*) через границу верхней и нижней мантии на глубине 660 – 670 км, вследствие чего двухъярусная прежде конвекция, автономная в нижней и верхней мантии, становится общемантийной.

С другой стороны, суперконтиненту всегда противостоит суперокеан и, следовательно, “сгущению” континентов сопутствует упрощение конфигурации и уменьшение общей длины Мировой системы срединно-океанских хребтов [Никишин и Хаин, 1991]. Через рифтовые зоны последних, как известно, шел и идет основной отток глубинного тепла Земли в космическое пространство. Следовательно, уменьшение суммарной длины срединно-океанских хребтов в эпохи формирования суперконтинентов неминуемо приводило бы к существенному перегреву недр Земли. Однако на самом деле такого перегрева не происходило. Земля регулировала свои теплотери тем, что за счет меньшей разветвленности Мировая рифтовая система в эпохи формирования суперконтинентов становилась протяженнее, а ее суммарная длина оставалась примерно постоянной, поддерживая тем самым примерно постоянной и среднюю величину теплового потока Земли.

На рис. 5.2 ордовикская реконструкция иллюстрирует эпоху максимального “разбегания” континентов по поверхности Земли. Помимо крупнейшего палео-Тихого океана в это время существует Палеотетис (между Гондваной и “северными” континентами), еще не закрывшийся океан Япетус между Европой и Северной Америкой, а также Уральский океан. Следовательно, система срединно-океанских хребтов ордовика была достаточно сложной и разветвленной. Сравнение рис. 5.1 и 5.2 показывает, что ордовик соответствовала стадии эпиконтинентальных морей.

Следующая, девонская реконструкция показывает формирование относительно небольшого суперконтинента Еврамерика на



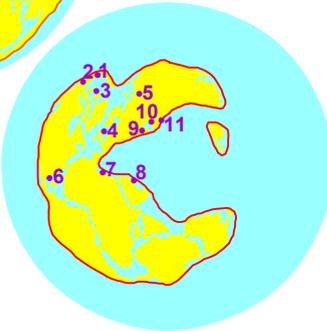
**Ордовик, 460 млн лет**

Максимальное "разбегание" континентов по поверхности Земли. Большое число океанов с разветвленной системой срединных хребтов. Стадия эпиконтинентальных морей.



**Девон, 400 млн лет**

Формирование относительно небольшого суперконтинента Еврамерика. Упрощение конфигурации срединно-океанских хребтов. Короткая стадия суши, сменяющаяся короткой же стадией трансгрессии.



**Триас, 220 млн лет**

Формирование гигантского суперконтинента Пангеи. Минимальное число океанов с максимально упрощенной конфигурацией срединных хребтов. Начало длительной стадии суши.

Рис. 5.2. Соотношение глобальной цикличности седиментации с дрейфом континентов, показывающее, что гармоничные осадочные бассейны закладываются только на стадиях глобальной суши по краям сформировавшихся суперконтинентов (реконструкции - по Л.П.Зоненшайну и др., 1984).

Кружками на девонской и триасовой реконструкциях показаны гармоничные осадочные бассейны: средне-позднепалеозойские (1 – Западно-Канадский и Уиллистон, 2 – Восточных Скалистых гор, 3 – Западный Внутренний, 4 – Пермский, 5 – Мичиганский и Иллинойский, 6 – Предаппалачский, 7 – Центрально-Европейский, 8 – Баренцевоморский, 9 – Тимано-Печорский, 10 – Волго-Уральский, 11 – Прикаспийский) и мезозойско-кайнозойские (1 – Северного склона Аляски, 2 – Бофорта-Маккензи, 3 – Свердруп, 4 – Североморский, 5 – Западно-Сибирский, 6 – Мексиканского залива, 7 – Алжирско-Восточно-Средиземноморский, 8 – Персидского залива, 9 – Предкавказский, 10 – Мангышлакский, 11 – Аму-Дарьинский).

месте закрывшегося Япетуса. В эту эпоху происходит упрощение конфигурации срединно-океанских хребтов и наступает короткая стадия суши, сменяющаяся короткой же стадией трансгрессии (см. рис. 5.1).

Наконец, последняя, триасовая реконструкция на рис. 5.2 показывает формирование гигантского суперконтинента Пангеи. В эту эпоху на Земле существовал по сути дела один гигантский палео-Тихий океан, а также отходящий от него в широтном направлении океан Тетис, разделявший гондванскую (южную) и лавразийскую (северную) части Пангеи. Конфигурация срединно-океанских хребтов максимально упростилась; наступила длительная стадия суши (см. рис. 5.1).

Таким образом четко видно, что во всех случаях реакцией на упрощение конфигурации системы срединно-океанских хребтов, обусловленной закрытием океанов и столкновением континентов, было общее удлинение Мировой рифтовой системы, сопровождавшееся интенсивным вторжением окончаний срединно-океанских хребтов в пределы суперконтинентов [Аглонов, 1992]. Вследствие этого, на окраинах последних начинался мощный рифтинг, часто заходивший до стадии непродолжительного (первые десятки миллионов лет) спрединга.

Геофизический анализ, методика и результаты которого описаны в предыдущих главах, позволяет определить геодинамическую обстановку, наиболее благоприятствующую накоплению гармоничных формационных рядов. Это - *мощный рифтинг на стадии глобальной суши, заходящий до стадии кратковременного спрединга*. Сегодня можно с достаточной уверенностью говорить о том, что *"неудавшийся спрединг"* (точнее - *"не вполне удавшийся"*) в разное время играл ведущую роль в эволюции почти всех крупнейших осадочных бассейнов мира.

Главное нефтегеологическое следствие предложенной классификации осадочных бассейнов состоит в том, что, как показывает обобщение материалов по всем нефтегазоносным бассейнам мира [Лебедев и Аглонов, 1997], к гармоничным формационным рядам относятся (1) большинство материнских отложений, и (2) что еще важнее, региональные флюидоупоры, обеспечивающие изоляцию высоконапорных термальных и углеводородных систем. В нефтегазоносных бассейнах такая изоляция хотя бы частично сохраняется до современности.

Таким образом, *богатая нефтегазоносность осадочных бассейнов обуславливается их гармоничным развитием, а гармоничное развитие, в свою очередь, есть следствие заложения бассейна на месте "несостоявшегося океана"*.

На девонской реконструкции (см. рис. 5.2) показаны средне-позднепалеозойские гармоничные бассейны, заложившиеся на окраинах Евразии, а на триасовой реконструкции - мезозойско-

кайнозойские гармоничные бассейны, заложившиеся на окраинах Пангеи. В их числе - наиболее доказанные примеры "спрединговых" бассейнов территории России, детально рассмотренные в главах 2 – 4 - триасовый Обский палеоокеан в Западной Сибири, девонские бассейны восточной части Баренцевского и северной части Карского шельфа, каменноугольный Южно-Карский и девонский Прикаспийский бассейны. Все они начали формироваться как континентальные рифты, затем испытали кратковременный (первые десятки миллионов лет) спрединг, а позднее быстро заполнились осадками.

Суммарно с гармоничными бассейнами, показанными на рис. 5.2, связано 95% мировых запасов нефти и газа.

Для сравнения, в бассейнах других геодинамических типов: передовых прогибов, межгорных впадин, и даже в рифтогенных бассейнах, не дошедших до стадии спрединга, как правило, накапливаются дисгармоничные формационные ряды.

Еще раз вернемся к нефтегеологическим следствиям геодинамического анализа на примере трех регионов России: Сибирской платформы, Тимано-Печорской провинции на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирского бассейна. Частные кривые цикличности фанерозойской седиментации для этих трех регионов также показаны на рис. 5.1, под уже описанной выше кривой глобальной цикличности.

В осадочных бассейнах *Сибирской платформы* гармоничное развитие характерно лишь для ранних этапов (рифей, венд, ранний и средний кембрий). Позднее накапливаются лишь дисгармоничные формационные ряды. Результатом этого является не только наличие промышленных скоплений нефти и газа в рифейских и вендских отложениях, но и то, что с ними, а также с нижним кембрием, связывается 2/3 прогнозных ресурсов углеводородов Сибирской платформы в целом [Верещако и др., 1980]! При гигантских мощностях более молодых палеозойских и мезозойских отложений, в них практически отсутствуют материнские породы, а главное - надежные региональные покровы. Это обуславливает крайне незначительную нефтегазоносность фанерозойских (за исключением кембрия) отложений Сибирской платформы.

Восточно-Европейская платформа, частью которой является *Тимано-Печорская провинция*, напротив, в течение рифея, венда и раннего палеозоя развивалась дисгармонично. Отдельные этапы интенсивного прогибания и грубообломочной, преимущественно красноцветной седиментации [Хаин, 1977], чередовались с на порядок более длительными этапами, когда происходило лишь переотложение ранее накопленного материала. Именно этим объясняются низкие скорости седиментации (менее 5 м/млн лет), рассчитываемые на большие отрезки времени. Только в краевых частях Русской платформы удастся зафиксировать гармоничные

формационные ряды: они обуславливают, в частности, небольшую нефтегазоносность в Прибалтике.

Диаметрально ситуация на Восточно-Европейской платформе изменилась в девоне. Как нами было показано выше, на ее окраинах (территория современных Печоро-Баренцевоморского и Прикаспийского бассейнов) интенсивный рифтинг этого времени зашел до стадии кратковременного спрединга. По-видимому, это был задуговой спрединг в обрамлявших Восточно-Европейский континент океанах: Палеотетисе (Прикаспийский бассейн) и отмирающем Япетусе (Печоро-Баренцевоморский бассейн).

Со среднего девона прогибание краевых частей Восточно-Европейской платформы (Прикаспийского и Восточно-Баренцевоморского бассейнов) захватило и промежуточные территории. Таким путем заложилась "наведенные" Тимано-Печорский и Волго-Уральский бассейны (рис. 5.3). Но в "спрединговых" бассейнах гармоничное

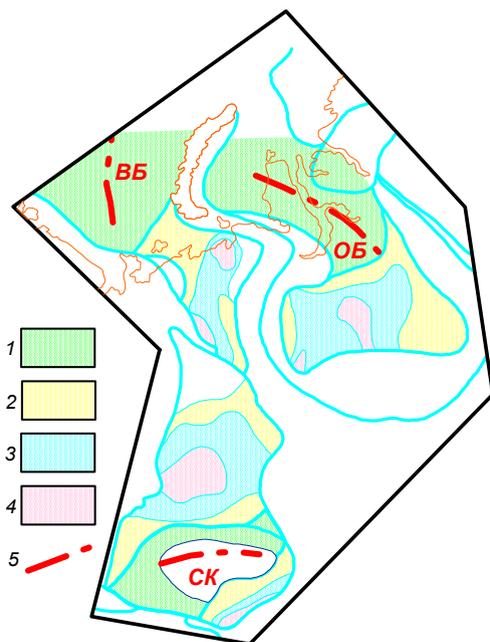


Рис. 5.3. Латеральные изменения состава углеводородов от "спрединговых" к "наведенным" осадочным бассейнам.

1 – газ, 2 – газ и легкие нефти, 3 – нефти средней плотности,

4 – тяжелые нефти и битумы, 5 – древние центры спрединга

(ВБ – Восточно-Баренцевский, Об – Обский, СК – Северо-Прикаспийский).

развитие продолжается практически до современности, а в "наведенных" прерывается уже в ранней перми (местами даже

раньше), после чего лишь кратковременно устанавливается в поздней юре и начале раннего мела.

Все перечисленные бассейны являются богатыми нефтегазоносными. Но при этом выражена очень четкая латеральная зональность: в осевых частях "спрединговых" бассейнов преобладает газ, по мере удаления от них газ сменяется легкой нефтью, затем нефтью средней плотности и, наконец, тяжелыми металлоносными нефтями и битумами в Мелекесской впадине, Притиманье, на Южной Эмбе и в Бузачах (см. рис. 5.3).

*Западно-Сибирский бассейн* (см. рис. 5.1), пожалуй, является самым "красивым" из всех осадочных бассейнов мира. Развиваясь гармонично всю историю своего существования, он по сути сложен только терригенными отложениями. Это определяет исключительную латеральную протяженность отдельных толщ [Лебедев, 1992], равную длительность накопления формаций и четкое совпадение латеральных формационных замещений с разломами рифтовой сетки. Из всех бассейнов Западная Сибирь наиболее "удобна" для выполнения численных экспериментов: создается даже впечатление, что все основные особенности ее геодинамики и нефтегазоносности можно вывести дедуктивно, исходя только от одной отправной точки - уже разработанной в деталях модели триасового рифтинга.

Чтобы продемонстрировать исключительно четкую связь между заложением северной части Западно-Сибирского бассейна и его гармоничным развитием в течение полного мезозойско-кайнозойского глобального цикла седиментации, на рис. 5.4 показано формационное расчленение осадочного чехла бассейна. За основу при составлении колонки взяты реальные разрезы по глубоким скважинам, пробуренным в районе пос. Старый Уренгой, т.е. непосредственно над ключевой тектонической структурой Западной Сибири - триасовым Обским палеоокеаном, детально описаным в предыдущих главах книги.

Нижний формационный ряд (нижний, средний и половина верхнего триаса, формации 1-1 - 1-3) единственный в Западной Сибири содержит обильные вулканогенные породы основного состава. Верхняя формация 1-3 вулканитов не содержит, но представляет прямой результат их разрушения. Суммарная мощность отложений данного формационного ряда достигает почти 4 км, а скорости осадконакопления - более 200 м/млн лет. Как было показано в главе 4, именно лавинная седиментация на месте "несостоявшегося" Обского палеоокеана как-раз и явилась одной из главных причин его отмирания.

Два следующих формационных ряда являются угленосными, но они резко отличаются по зернистости: нижний из них (верхний триас и частично нижняя юра, формации 2-1 - 2-3) преимущественно грубообломочные, а верхний (часть нижней, средняя и часть верхней юры, формации 3-1 - 3-3) - песчано-глинистые.

Кроме того, существенно отличается соленость седиментационных водоемов. Если в нижнем формационном ряду представлены почти исключительно континентальные отложения, то в верхнем – отложения опресненных морских, а в самой верхней формации частично и нормально-морских водоемов.

Четвертый снизу формационный ряд (часть верхней юры, берриас, валанжин и часть готерива, формации 4 – 1 - 4 – 3) представлен морскими почти исключительно глинистыми породами, среди которых в нижней формации встречаются черные сланцы, а в средней широко распространены клиноформные тела песчано-алевритовых пород. За исключением этих тел, все отложения характеризуются низкими скоростями осадконакопления.

Пятый формационный ряд (от готерива до сеномана включительно, формации 5 – 1 - 5 – 3) представлен песчано-глинистыми породами, причем если в нижних частях преобладают, как и в предыдущей формации, морские отложения, то в верхних – континентальные. В средней формации относительно больше глинистых пород, а в других районах она бывает представлена преимущественно глинистыми разностями.

Два верхних полных формационных ряда, как и четвертый, представлены морскими глинистыми толщами, причем нижний (от турона до палеоцена, формации 6 – 1 - 6 – 3) отличается от верхнего (от палеоцена до олигоцена, формации 7 – 1 - 7 – 3) значительно меньшей долей обломочных, преимущественно алевритовых пород.

Анализ длительности накопления отдельных формационных рядов и входящих в них формаций, приведенный для разреза севера Западной Сибири, приводит к поразительному результату: *все семь полных формационных рядов имеют одинаковую длительность накопления*, от 28 до 32, в среднем около 30 млн.лет. При этом возраст границ по четырем верхним рядам диагностируется с ошибкой всего  $\pm 1 - 2$  млн лет. Для трех нижних рядов ошибки больше (примерно  $\pm 3 - 4$  млн лет), но, во-первых, точно определяется общая длительность накопления всех трех рядов ( $92 \pm 2$  млн лет), а, во-вторых, многие геологические данные свидетельствуют о примерно одинаковой длительности накопления каждого из трех рядов.

Для границ между отдельными формациями ошибки, как правило, больше, но возраст тех 6 из 21 формации, по которым ошибки составляют  $\pm 1 - 2$  млн лет, показывает, что их длительность меняется от 9 до 12 млн лет, а, судя по различным материалам, вероятнее всего, что и другие формации не выходят из названного интервала.

Общий вывод очевиден: *гармоничные осадочные бассейны, сложенные только терригенными отложениями (с вулканитами, но без карбонатных и эвапоритовых толщ), характеризуются постоянной длительностью накопления формационных рядов ( $30 \pm 3$  млн лет) и формаций ( $10 \pm 2$  млн лет).*

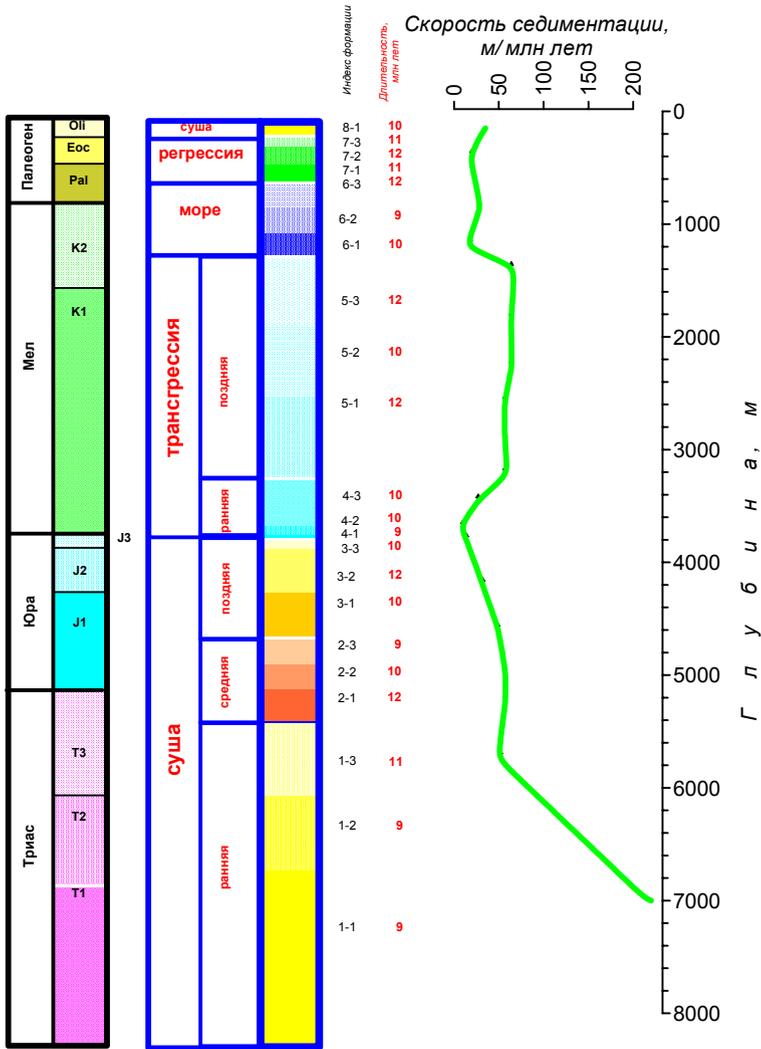


Рис. 5.4. Формационное расчленение разреза осадочного чехла севера Западной Сибири.

Как уже было отмечено, триасовый Обский палеоокеан, скорее всего, являлся крайним апофизом Южно-Анюйского бассейна палео-Тихого океана, глубоко вдававшимся в тело Лавразии и продвигавшимся с севера на юг (см. главу 4). Поэтому именно в арктических районах Западной Сибири связь нефтегазоносности с рифтингом проявлена особенно четко (см. рис. 5.3). Южная половина Западно-Сибирского бассейна является "наведенной" - гармоничная седиментация захватила ее лишь во второй половине средней юры. Соответственно, с севера на юг (аналогично востоку Русской платформы, но, в отличие от нее - в одном направлении, а не центростремительно) в Западной Сибири газ сменяется легкой, а затем и тяжелой нефтью Сургутского района.

### **5.3. Геодинамический анализ и направления нефтегазопоисковых работ**

Как уже отмечалось выше, по мере освоения осадочных бассейнов принципиально меняются теоретические основы прогноза их нефтегазоносности. На первых порах господствует антиклинальная концепция. Ведущее значение при поисках залежей имеет анализ современной пликативной структуры, к которому приспособляются данные о литологических замещениях, материнских породах и другие традиционные нефтегеологические критерии.

Сейчас практически во всех осадочных бассейнах России, за исключением шельфов, простые объекты верхней половины чехла почти полностью разведаны. Новые же нефтегазоносные объекты, приуроченные к сильно уплотненным толщам нижней половины осадочного чехла, характеризуются пониженной и неравномерной проницаемостью, а потому не подчиняются не только крупным, но обычно даже локальным антиклиналям. Резко возрастает роль морфологии резервуаров, литологических и дизъюнктивных экранов, а пликативный контроль залежей проявляется лишь при палеоструктурных построениях. Эти показатели определяются ранней историей бассейна; а она тесно связана с причинами его заложения и историей тектонического развития.

Именно этим, на наш взгляд, диктуется ключевое значение геодинамического анализа для прогноза нефтегазоносности и определения направлений поисковых работ в крупнейших осадочных бассейнах российской суши.

Ниже в качестве примера приведен анализ сложных нефтегазоносных объектов севера Западно-Сибирской провинции, выполненный Отделом бассейнового анализа Центра геодинамических исследований ТЕТИС (Санкт-Петербург) в 1997 году по заказу Министерства топлива и энергетики Российской Федерации. В ходе этих работ была предложена и частично опробована новая

“сквозная” методика нефтегазопроисковых работ, включающая несколько последовательных этапов (рис. 5.5): от геодинамической реконструкции региона, подробно описанной в главе 4, до разработки технических заданий на расстановку и проводку поисковых скважин.

Легко заметить, что предлагаемая нами последовательность операций принципиально отличается от принятой на сегодняшний день методики поисково-разведочных работ. Суть последней заключается в *концентрации бурения на относительно небольших территориях, непосредственно примыкающих к крупным разрабатываемым месторождениям верхней части чехла*. Организаторам работ кажется, что если собрать всю необходимую информацию по нижней части чехла этих частных территорий, а затем провести 3D-сейсморазведку, то высокая эффективность поискового бурения на объекты в нижнем нефтегазоносном этаже будет обеспечена сама собой.

Опыт показывает обратное. Хорошо известно, сколько “сухих” и низкодебитных скважин, не открывших промышленных залежей, было пробурено на юрские и ачимовские отложения в контуре сеноманской залежи на Уренгойском месторождении (об этом еще пойдет речь ниже). Меньше скважин, но практически с теми же результатами проведено на Медвежьем, Бованенковском, Харасавейском и других месторождениях с гигантскими газовыми залежами в сеномане. Мы полагаем, что и при будущих работах, даже при тотальном внедрении 3D-сейсморазведки, успешность поискового бурения существенно не повысится, тем более что со временем будут усложняться и поисковые объекты.

Главный принцип нашей методики (см. рис. 5.5) - *понятие зоны нефтегазонакопления как объекта поисковых работ*. Это означает, что конкретные поисковые скважины задаются с целью не только открыть залежь, но и получить сведения о зоне нефтегазонакопления в целом, чтобы затем, последовательно совершенствуя



Рис. 5.5. Методика нефтегазопроисковых работ на сложные залежи нижней половины осадочного чехла.

геолого-геофизические модели зон и залежей, задавать новые скважины как в данной, так и в других аналогичных зонах со все более высокой эффективностью.

В северных районах Западной Сибири под нижним нефтегазонасытым комплексом понимаются юрско-нижнемеловые отложения, кровля которых на большей части территории залегает на глубинах более 3 км. Зоны нефтегазонакопления здесь, как и в нижних нефтегазонасытых комплексах других осадочных бассейнов - это *системы нетрадиционных резервуаров*, сохраняющихся или новообразующихся среди сильно уплотненных толщ за счет различных генетических механизмов. Неоднозначность интерпретации данных сейсморазведки не позволяет прямо оконтуривать эти резервуары - различные причины однотипных сейсмических аномалий приводят к заведомо неоднозначной их интерпретации. Как итог - нефтегазопроисковые работы превращаются в искусство и прямо зависят от развития теории и широты вовлекаемой в обработку информации.

В результате применения новой методики нефтегазопроисковых работ для севера Западной Сибири составлена карта зон нефтегазонакопления в юрско-нижнемеловых отложениях, схематизированный вариант которой приведен на рис. 5.6. Назначение карты - определить *стратегию поисковых работ* в регионе, т.е. выделить места их концентрации и дать такую типизацию зон нефтегазонакопления, чтобы из нее вытекала методика расстановки и проводки скважин. Полный вариант карты, созданный с использованием ГИС-технологий, по сути дела, представляет собой информационную систему с большим объемом картографической и атрибутивной информации, поддерживаемую в актуализированном состоянии и периодически обновляемую по мере получения результатов, существенно меняющих оценку отдельных территорий.

Для составления карты зон нефтегазонакопления использовано огромное количество исходной информации и построено множество частных карт (рис. 5.7). Но только лишь полноценная геодинамическая модель позволяет превращать частные параметры в обобщенные показатели.

Первый принципиально новый результат, хорошо видный на карте, состоит в том, что лишь после сопоставления геодинамической модели фундамента севера Западной Сибири (см. главу 4, рис. 4.1) с экспериментальными данными по осадочному чехлу удалось установить, что *закартированная сетка рифтовых и трансформных разломов Обского палеоокеана разделяет территорию на блоки, каждый из которых представляет самостоятельный нефтегазонасытый район со своими специфическими чертами формирования и размещения нефтегазонасытости*.

В нашем понимании выделенные блоки - такие же элементы нефтегеологического районирования, как на начальном этапе освоения антиклинальных объектов были элементы современной

пликативной структуры. Выполненный геодинамический анализ позволяет определить генезис каждого блока фундамента и то, когда и как тот или иной блок влиял на эволюцию осадочного чехла. С границами блоков четко совпадают латеральные формационные замещения. Здесь геодинамика и бассейновый анализ естественно сливаются с традиционными тектоническими, седиментологическими, гидрогеологическими и другими данными и, таким образом, обеспечивается выработка научно-обоснованной стратегии поисковых работ в нижней части осадочного чехла севера Западной Сибири (см. рис. 5.5).

*Идея автономности блоков*, по крайней мере, с точки зрения нефтегазоносности нижней части чехла, служит теоретической базой для всех последующих прогнозных оценок. Субпараллельно блоковым ограничениям ориентируются микрограбены, палеоструктуры, зоны интенсивных вторичных изменений, преимущественно цементации пород. Во времени главные ориентировки перечисленных неоднородностей меняются, поскольку меняется относительная интенсивность вертикальных движений по разломам, контролирующая в числе прочего конседиментационную структуру и, как следствие, геоморфологическую выраженность различных структурных форм. Таким образом, увязывается история развития дизъюнктивной и пликативной структуры с литологическими закономерностями, а через них - с *особенностями размещения нетрадиционных резервуаров*.

Прежде чем перейти к типизации зон нефтегазонакопления в юрских и нижнемеловых отложениях севера Западной Сибири, следует сформулировать общую закономерность, выраженную во всех осадочных бассейнах и заключающуюся в принципиальном отличии особенностей размещения углеводородных скоплений в верхних и нижних нефтегазоносных комплексах.

В верхних комплексах резко преобладают многопластовые месторождения, в которых залежи из разных горизонтов контролируются одними структурными формами, чаще всего крупными антиклиналями. Даже если на фланге зоны нефтегазонакопления есть протяженная линия выклинивания, не позволяющая углеводородам всплыть к сводам антиклиналей, все равно залежи генетически подчиняются общей пликативной структуре.

В нижних комплексах, наоборот, залежи в разных интервалах разреза, как правило, сильно разобщены по площади и, более того, обычно относятся к разным зонам нефтегазонакопления. Даже в относящихся к одной формации проницаемых телах продуктивные площади в разных горизонтах часто не совпадают, так что при разведке требуется разная сеть скважин. Даже в редких случаях перекрытия продуктивных площадей почти никогда из разных интервалов разреза не обеспечиваются притоки с одинаково высокой дебитностью. Причина этого проста и состоит в том, что вертикаль-

ная сообщаемость разреза нижних нефтегазоносных комплексов настолько велика, что углеводородами обогащается литологическое тело с лучшими коллекторскими свойствами, иными словами - лучший резервуар.

По генетическому типу такого резервуара или нескольких сходных резервуаров и определяется тип зоны нефтегазонакопления в целом. Всего нами выделяются 4 типа зон нефтегазонакопления, один из которых, кроме того, разделяется на 2 подтипа (рис. 5.8).

Первый тип зон, называемых *зонами пассивного древнего нефтегазонакопления*, наиболее широко распространен на севере

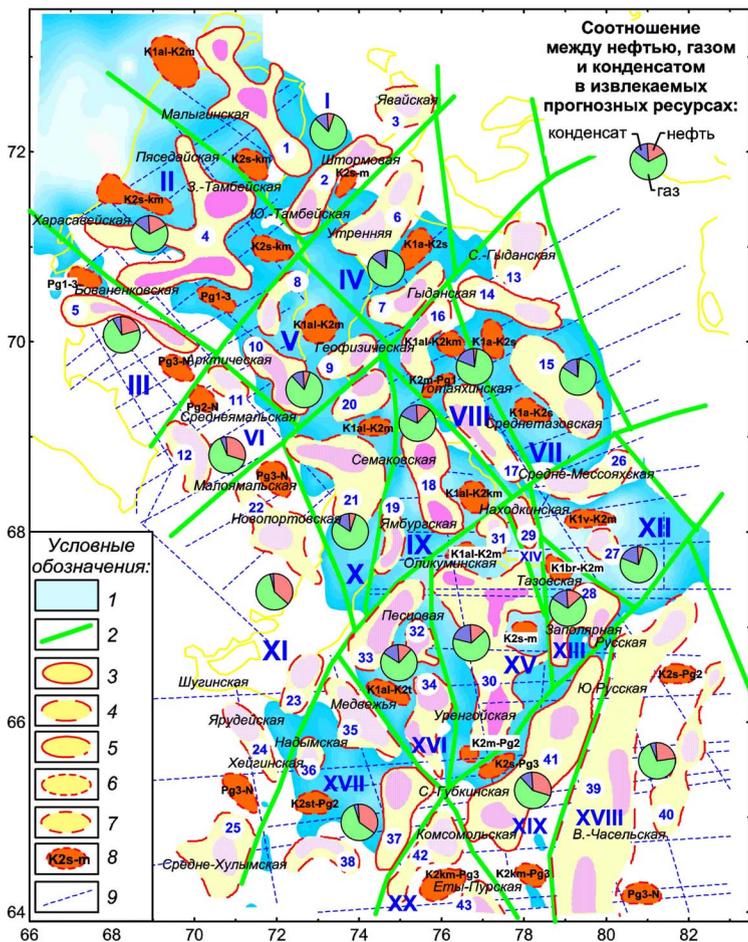


Рис. 5.6. Карта зон нефтегазонакопления в юрских и ачимовских отложениях севера Западной Сибири.

- 1 – область погружения кровли юрских отложений (сейсмического горизонта “Б”) глубже 3,5 км, 2 – разломные ограничения блоков (нефтегазоносных районов), контуры зон нефтегазоаккумуляции различных типов и подтипов:
- 3 – пассивного древнего нефтегазоаккумуляции расформированные,  
4 – пассивного древнего нефтегазоаккумуляции унаследованные,  
5 – транзитного нефтегазоаккумуляции, 6 – агрессивного нефтегазоаккумуляции,  
7 – антиклинально-литологические, 8 – контуры очагов генерации углеводородов с указанием времени оптимальных условий нефтегазообразования, 9 – профили региональной сейсморазведки МОГТ.
- Римские цифры - блоки (нефтегазоносные районы), арабские цифры в кружках - входящие в них зон нефтегазоаккумуляции: I – Северо-Ямальский (1 – Белоостровско-Малыгинская, 2 – Южно-Тамбейско-Штормовая, 3 – Северо-Явэйская); II – Центрально-Ямальский (4 – Северо-Бованенковско-Западно-Тамбейская); III – Западно-Ямальский (5 – Западно-Бованенковско-Западно-Нейтинская); IV – Северо-Гыданский (6 – Утренне-Южно-Явэйская, 7 – Вангутинская); V – Центральной части Обской губы (8 – Ниливойско-Северо-Сеяхинская, 9 – Геофизическая, 10 – Восточно-Арктически-Тюпсалинская); VI – Восточно-Байдарацкий (11 – Арктическая, 12 – Усть-Юрибейская); VII – Гыданско-Мессояхский (13 – Северо-Гыданская, 14 – Верхняявужаянская, 15 – Ядояхинская); VIII – Гыданско-Тазовский (16 – Гыданско-Салетская, 17 – Тотаяхинская); IX – Тазовского полуострова (18 – Анерьяхинско-Восточно-Ямбургская, 19 – Хосырейская); X – Каменномысский (20 – Трехбугорная, 21 – Хамбаттейско-Каменномысская); XI – Юга Обской губы (22 – Малоямальско-Новопортовская, 23 – Лензитская, 24 – Ярудейско-Хенгинская, 25 – Лакьюганско-Среднехулымская); XII – Мессояхско-Тазовский (26 – Мессояхская, 27 – Южно-Мессояхская); XIII – Усть-Тазовский (28 – Западно-Заполярно-Восточно-Тазовская); XIV – Юга Тазовской губы (29 – Находкинская); XV – Нижнепурский (30 – Западно-Оликуминско-Новоуренгойская, 31 – Юрхаровская); XVI – Ныдинский (32 – Песцово-Табьяхотаркинская, 33 – Ныдинская, 34 – Юбилейно-Ямсовейская); XVII – Надымский (35 – Медвежье-Пангодинская, 36 – Средне-Надымская, 37 – Южно-Танловско-Южно-Ямсовейская, 38 – Березняковская); XVIII – Тазовско-Часельский (39 – Харампурско-Южно-Русская, 40 – Мангазейско-Усть-Часельская); XIX – Среднепурский (41 – Северо-Губкинско-Геологическая); XX – Пякупурский (42 – Верхне-Пурпейско-Северо-Комсомольская, 43 – Еты-Пуровская).
- В пределах зон нефтегазоаккумуляции показаны области с максимальной плотностью прогнозных ресурсов.

Западной Сибири. Входящие в их состав резервуары называются резервуарами консервации, потому что они сохраняются среди сильно уплотненных толщ за счет эффекта торможения эпигенетических реакций в емкостях, заполненных углеводородами на тех ранних этапах, когда породы еще находились на стадиях слабого или умеренного уплотнения. Соответственно, для картирования таких зон наиболее важны палеотектонические реконструкции, восстанавливающие пликтивную структуру на время наилучших условий нефтегазоаккумуляции.



Рис. 5.7. Основные исходные данные и частные карты, используемые для определения направлений нефтегазопроисловых работ на сложные залежи нижней половины осадочного чехла.

Два подтипа выделяются в зависимости от того, каким становится дальнейшее развитие пликативной структуры: *унаследованным*, когда на фоне малоамплитудного древнего поднятия формируется молодая высокоамплитудная антиклиналь, или происходит *расформирование* древней структуры, когда на поздних этапах она оказывается в стороне от зон максимальных воздыманий, и от бывшей крупной антиклинали остаются пологие склоны с единичными локальными поднятиями. Первый подтип относительно беден углеводородами и преимущественно газососен. Второй подтип включает основные ресурсы нижнего комплекса и представлен залежами высококонденсатных газов с нефтяными оторочками, или даже нефтей.

Важно подчеркнуть, что в нижнем нефтегазоносном комплексе севера Западной Сибири, в отличие от верхнего, особое значение для поисков имеют формационный и фациальный анализ, в конечном счете сводящийся к картированию древних неантиклинальных залежей, что и представляет ключевую задачу сейсмостратиграфии, в том числе определяющей принципы обработки 3D-сейсмозазведки.

Такое установление зон повышенной песчаности, проецируемых на палеоструктуру, и позволяет закартировать самые богатые зоны нефтегазонакопления.

Зоны нефтегазонакопления в нижних нефтегазоносных комплексах осадочных бассейнов - системы нетрадиционных резервуаров, сохраняющихся или новообразующихся среди сильно уплотненных толщ за счет различных генетических процессов

Типы зон:	Генетические процессы:
I. Пассивного древнего нефтегазонакопления	резервуары консервации, сохранившиеся среди сильно уплотненных толщ за счет эффекта торможения эпигенетических реакций в емкостях, заполненных УВ на ранних этапах, когда породы еще находились на стадии слабого или умеренного уплотнения
I-1. унаследованные	на фоне малоамплитудного древнего поднятия формируется молодая высокоамплитудная антиклиналь
I-2. расформированные	на поздних этапах бывшая малоамплитудная антиклиналь оказывается в стороне от зоны максимальных воздыманий
II. Транзитного нефтегазонакопления	УВ заполняют песчано-алевритовые тела внутри региональной покрывки (клиноформы), по ходу перетока флюидов из нижнего комплекса в верхний под действием АВГД
III. Агрессивного нефтегазонакопления	перераспределение емкостных и фильтрационных свойств пород под действием углекислых флюидов, поступающих снизу в продуктивную толщу, непосредственно экранлируемую региональной покрывкой
IV. Антиклинально-литологические	более характерные для верхних нефтегазоносных комплексов, отчетливый пликативный контроль зон и залежей

Рис. 5.8. Типизация зон нефтегазонакопления в юрских и ачимовских отложениях севера Западной Сибири.

Большую помощь оказывает та закономерность, что в нижнем комплексе (ранние этапы развития осадочного бассейна) опесчаненные зоны четко совпадают с микрограбенами, ориентирующимися параллельно главным конседиментационным разломам. К самим разломам, как правило, приурочены формационные замещения, а внутри одной формации микрограбены аккумулируют наибольшие объемы обломочных пород. Таким образом, сочетание прямого сейсмического картирования пликативной и дизъюнктивной палеоструктуры с решением сейсмостратиграфических (сейсмолитологических) задач позволяет оконтурить зоны пассивного древнего нефтегазонакопления.

Ко второму типу относятся *зоны транзитного нефтегазонакопления*. Они так называются потому, что углеводородами заполняются песчано-алевритовые тела внутри региональной покрывки, то есть по ходу перетока флюидов из нижнего комплекса в верхний под действием аномально высоких пластовых давлений. Эти тела, наклоненные с востока на запад относительно кровли и подошвы покрывки (клиноформы), относятся к ачимовской толще. Они

образуются в результате свалов обломочного материала по весьма протяженному субмеридиональному склону и их выравнивания вдольсклоновыми течениями.

Третий тип представляют *зоны агрессивного нефтегазонакопления*, которые связаны с перераспределением емкостных и фильтрационных свойств пород под действием углекислых флюидов, поступающих снизу в продуктивную толщу, прежде всего непосредственно экранируемую региональной покрывкой. Суммарные прогнозные ресурсы, связанные с зонами этого типа, не достигают и 10% от общих ресурсов нижнего нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири, но для них типичны наиболее высокие коллекторские свойства, а соответственно - и дебитность залежей.

Наконец, последний четвертый тип представляют *антиклинально-литологические зоны*, более характерные для верхнего комплекса. Они тяготеют к южной и юго-восточной части рассматриваемого на карте региона и преимущественно хорошо разведаны и изучены в Пуровском районе. Разумеется, на флангах этих месторождений и между ними часть ресурсов приурочена и к нетрадиционным резервуарам. Однако в целом пликтивный контроль зон и залежей выражен очень отчетливо, и значит, как главное, методика их опоискования и разведки не может использоваться для более северных регионов.

Разные типы и подтипы зон нефтегазонакопления показаны на карте разными значками (см. рис. 5.6), причем в зависимости от перечисленных генетических признаков выбирался необходимый комплекс обработки исходных геолого-геофизических данных.

Главным отличием составленной карты от других карт, прямо ориентированных на прогноз нефтегазоносности и выбор первоочередных направлений поисковых работ, являются *новые принципы нефтегеологического районирования*. Как уже сказано выше, для нижнего комплекса нефтегазоносные районы - это отдельные блоки, естественно образованные пересечением разломов рифтовой и трансформной зональности Обского палеоокеана. Сама сетка разломов получена путем геодинамического анализа эволюции фундамента, но каждое конкретное блоковое ограничение в осадочном чехле подтверждается как минимум двумя группами независимых эмпирических данных.

В первую группу входят результаты прямого прослеживания разрывных нарушений со смещениями по материалам сейсморазведки и (в гораздо меньшей степени) по данным бурения.

Вторую группу составляют данные изучения формаций. Как нами установлено для самых разных нефтегазоносных бассейнов [Лебедев и Аглонов, 1997], в нижних комплексах границы формационных замещений всегда совпадают с разломами фундамента, которые находят то или иное отражение в конседиментационном рельефе. Понятно, что если данное блоковое ограничение

контролирует до 4–5 формационных границ в разных частях разреза, в том числе в верхнем комплексе, то его роль в истории развития бассейна и нефтегазоносности несравненно больше, чем того, которое контролирует одну границу, а полного отсутствия контроля нами не наблюдалось.

Наконец, на карте показаны *очаги генерации углеводородов*, рядом с которыми указаны *интервалы оптимальных условий нефтегазонакопления*. Интервал начинается от того момента, когда материнские породы достигают глубины, а точнее - температуры мощного нефтегазообразования, и заканчивается переходом аккумулярующих залежи песчаных пород в зону очень сильного уплотнения. Этот интервал определяется как время наилучших условий нефтегазонакопления с формированием наиболее богатых зон.

На рис. 5.9 показана доля извлекаемых прогнозных ресурсов углеводородов нижнего нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири, приходящаяся на зоны разных типов и подтипов. Видно, что основные ресурсы (около 40 %) приходятся на 10 выделенных в регионе зон пассивного древнего нефтегазонакопления (расформированных). Несравненно беднее (около 16% ресурсов) 26 унаследованных зон того же типа. Чрезвычайно богаты зоны транзитного нефтегазонакопления: всего на 2 выделенных зоны этого типа приходится более 20% прогнозных ресурсов углеводородов. Примерно по 10% ресурсов содержат 4 зоны антиклинально-литологического типа и 3 зоны агрессивного нефтегазонакопления.

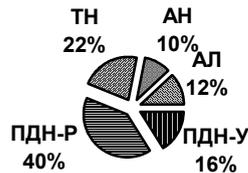


Рис. 5.9. Распределение суммарных извлекаемых прогнозных ресурсов углеводородов юрско-нижнемелового нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири по зонам нефтегазонакопления различного типа.

Типы и подтипы зон: ПДН – пассивного древнего нефтегазонакопления (У – унаследованные, Р – расформированные), ТН – транзитного нефтегазонакопления, АН – агрессивного нефтегазонакопления, АЛ – антиклинально-литологические.

Выше уже говорилось о том, что на севере Западной Сибири методика нефтегазопоисковых работ (см. рис. 5.5) проверена в “сквозном” варианте - вплоть до расстановки и проводки поисковых скважин. Покажем это на крупномасштабном примере Западно-Оликуминско-Новоуренгойская зоны транзитного нефтегазонакопления, расположенной в пределах Нижнегурского блока (см. рис. 5.6). Хорошо видно, что данная зона полностью независима от современной пликативной структуры и смещена на восточный склон Уренгойской антиклинали.

К настоящему времени именно здесь подготовлены объекты к эксплуатации в ачимовских линзах (рис. 5.10). При поисково-

разведочных работах применялась традиционная методика, суть которой, как уже говорилось выше, состоит в концентрации бурения на небольших территориях, непосредственно примыкающих к крупным разрабатываемым месторождениям верхней части чехла. Эта методика неэффективна: на рис. 5.10 хорошо видно, что залежи нижнего нефтегазоносного комплекса, по сути дела, открыты ковровым бурением с довольно невысокой успешностью. Это вполне объяснимо, т.к. даже современные технологии сейсморазведки не решают проблемы - нетрадиционные залежи, как это хорошо видно на разрезе, полностью независимы от морфологии современных складок, а однотипные сейсмические аномалии имеют различные причины. В итоге поисковые работы превращаются в искусство и прямо зависят от развития теории и широты вовлекаемой в обработку информации.

В этой связи, уже выполненные нами исследования внушают определенный оптимизм. Хотя поисковые объекты бесконечно сложны и многообразны, но, похоже, генетические факторы, определяющие и контролирующие нефтегазоносность, гораздо "проще" и определеннее.

Отсюда, если неоднозначность интерпретации данных сейсморазведки не позволяет оконтуривать резервуары на всей перспективной территории, то сделать то же самое внутри зон нефтегазонакопления гораздо проще. Разнотипным зонам свойственны определенные тенденции. Они и позволяют с гораздо большей достоверностью сталкивать сейсмические аномалии. Ориентируясь на карты зон нефтегазонакопления (типа той, что приведена на рис. 5.6), конкретные поисковые скважины задаются с целью не только открыть залежь, но и получить сведения о зоне нефтегазонакопления в целом. Затем последовательно совершенствуются геолого-геофизические модели зон и залежей. Как результат, новые скважины как в данной, так и в других аналогичных зонах, задаются со все более высокой эффективностью.

Мы рассмотрели, таким образом, вполне конкретный пример практического применения геодинамического анализа для локализации нефтегазоносных объектов глубоких горизонтов осадочного чехла севера Западной Сибири. По нашему глубокому убеждению, предложенной концепции нефтегазопоисковых работ ни в Западной Сибири, ни в других осадочных бассейнах России, нет альтернативы. Экстенсивные методы прогноза нефтегазоносности по принципу "от частного к общему", как показывает уже имеющийся опыт, исчерпали себя. Только "большая теория" в ее практическом преломлении способна содержательно изменить ситуацию и обеспечить кратное повышение эффективности поисков. Для этого необходим совместный учет глобальных, региональных и локальных факторов. Должен быть привлечен опыт изучения всех российских и зарубежных осадочных бассейнов, обеспечен полноценный геодинамический

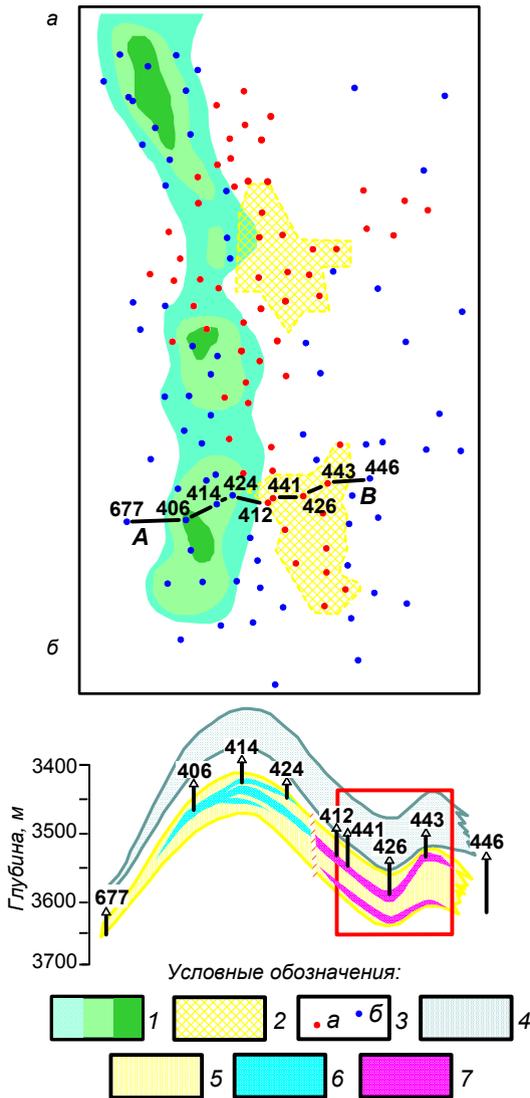


Рис. 5.10. Пример открытия сложных залежей углеводородов на восточном склоне Уренгойского поднятия (север Западной Сибири, Нижнепурский блок, Западно-Оликуминско-Новоуренгойская зона транзитного нефтегазонакопления, см. рис. 5.6).

а – карта размещения поисково-разведочного бурения, б – разрез по линии АВ.

1 – контуры Уренгойского поднятия по горизонту “Б” (глубина – в км),

2 – эксплуатационные участки, 3 – скважины (а – продуктивные, б – “сухие” и низкодебитные), 4 – покрывка, 5 – коллектор, 6 – вода, 7 – конденсат.

---

анализ их эволюции, а геодинамические модели увязаны с традиционными нефтегеологическими данными по конкретным осадочным бассейнам. Именно в этом мы видим наиболее актуальное на сегодня приложение региональной геодинамики к решению нефтегазопроисковых задач.

## Заключение

В масштабе геологической истории Земли эволюция отдельного океана - явление в известном смысле эфемерное. Объясняется это тем, что уже рождаясь в рифтовой зоне срединного хребта, океанская литосфера несет в себе зачатки собственного отмирания. Кристаллизуясь из астеносферы, она становится плотнее и тяжелее того субстрата, на котором "плавает". На постепенно заглубляющейся подошве литосферы, мощность которой растет пропорционально ее возрасту, возникает избыточное давление, также растущее со временем. Неизбежный финал - достигнув предельного возраста, составляющего примерно 150 млн лет, начиная с которого избыточное давление превышает прочность океанской литосферы, последняя разрушается и "тонет" в зонах субдукции, а из продуктов ее переработки рождается литосфера континентальная, более легкая и потому "непотопляемая".

Все это приводит к постоянному обновлению океанской литосферы, экспонированной на поверхности Земли, к раскрытию одних и закрытию других океанов, к однонаправленному накопительному росту объема континентальной литосферы. В этом гигантском литосферном массообмене, продолжающемся на Земле как минимум 2,5 млрд лет, история отдельного океана, сколь бы грандиозной она ни была, представляется лишь относительно кратковременным эпизодом.

Но оказывается, что древняя океанская литосфера не вся и не всегда исчезает в зонах субдукции, причем ее реликты далеко не исчерпываются давно известными офиолитами. В теле сегодняшних континентов зияют гигантские бреши, залеченные фрагментами литосферы давно исчезнувших океанов. Некоторые из них отмерли в эмбриональной стадии, так и не превратившись в настоящие океаны, а некоторые, напротив, достигли солидных возрастов и размеров, но на стадии закрытия фрагменты их литосферы попали "в ловушки" между краями сталкивающихся континентов.

Эти океаны, "несостоявшиеся" и "остаточные", сегодня превратились в фундамент глубоких осадочных бассейнов с мощным чехлом, вмещающим гигантские запасы нефти и газа. Мы практически лишены возможности "потрогать руками" эти объекты; они, казалось бы такие близкие, для нас на самом деле менее доступны, чем поверхность Марса. Здесь "классическая" геология заходит в тупик, из которого так или иначе необходимо искать выход. Наши знания об эволюции Земли останутся неполными, если мы не поймем, как зарождались осадочные бассейны, а узнать это можно только путем расшифровки процесса формирования фундамента их наиболее глубоких частей. Огромное значение имеет и прикладной

---

аспект этой проблемы, поскольку нефтегазоносность осадочных бассейнов есть функция тех условий, которыми они сформированы.

И здесь мы получаем блестящую возможность испытать собственные силы и воображение в суждении о вещах по их косвенным признакам. Сквозь многокилометровые толщи осадков, перекрывающих фундамент бассейнов, просвечивают аномалии геофизических полей - свидетельства океанского генезиса их фундамента. Самый яркий индикатор древнего спрединга - линейные магнитные аномалии (ЛМА), удастся отфильтровать из сложного многокомпонентного суммарного поля, а затем и определить по ним возраст и параметры формирования древней океанской коры, к настоящему времени ставшей фундаментом глубокого осадочного бассейна. Появляется возможность синтезировать геодинамические модели крупных платформенных регионов, фундамент которых, не имея мы сегодня в своем распоряжении новых методов геосторической интерпретации геофизических аномалий, так и оставался бы еще долгое время "белым пятном" на всех палеотектонических реконструкциях.

Несомненно правы считающие, что худший стимул для научной работы - это желание во что бы то ни стало совершить открытие. Не в этом цель проведенных исследований и, разумеется, не нам судить о качестве полученных результатов. Но мы знаем теперь, по крайней мере, что поставленная проблема - геофизическая индикация процессов, сформировавших фундамент глубоких осадочных бассейнов, в принципе разрешима. Именно это, как нам представляется, является главным итогом проделанной работы и одновременно служит стимулом дальнейших исследований.

## Литература

- Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. // СПб, ВНИИОкеангеология, 1996, 185 сс.
- Алехин С.В.* Триас Южно-Баренцевского шельфа. // Советская геология, 1988, №3, сс. 70 – 75.
- Аплонев С.В.* Возможности и методы извлечения геосторической информации из геофизических полей. // Советская геология, №8, 1990, сс. 15 – 21.
- Аплонев С.В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. // М.: ИО АН СССР, 1987, 98 сс.
- Аплонев С.В.* Геофизические исследования в геодинамике. // Природа, 1990, №5, сс. 18 – 25
- Аплонев С.В.* Гипотетический раннемезозойский палеоокеан в северной части Западно-Сибирской низменности. // Океанология, 1986, т.26, вып. 3, сс. 486 – 492.
- Аплонев С.В.* Локальные палеооси спрединга: магнитные аномалии и геодинамика. // Изв. АН СССР, сер.Физика Земли, 1989, №1, сс. 3 – 12.
- Аплонев С.В.* Магнитные аномалии внутренних районов Западной Сибири - возможные свидетельства древнего спрединга. // ДАН, 1990, т.310, №5, сс. 1079 – 1084.
- Аплонев С.В.* Новые данные о геодинамике Прикаспийского бассейна. // Российский геофизический журнал, 1995, №5 – 6, сс. 35 – 42.
- Аплонев С.В.* О соотношении скоростей спрединга и продвижения рифтогенных структур. // ДАН, 1990, 313, 6, сс. 1433 – 1438.
- Аплонев С.В.* Особенности рифтовой зоны п-ва Ямал по гравимагнитным данным. // Советская геология, 1985, №7, сс. 121 – 126.
- Аплонев С.В.* Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты. // Советская геология, 1989, №7, сс. 27 – 36.
- Аплонев С.В.* Предельный возраст океанской литосферы. // Проблемы геофизики океанского дна (ред.Ю.П.Непрочнов), М.: Наука, 1987, сс. 6 – 7.
- Аплонев С.В.* Продвигающиеся рифты. // Природа, 1992, №11, сс. 9 – 14.
- Аплонев С.В.* Ретроспективное магнитное поле и особенности эволюции локальных палеоосей спрединга. // Электромагнитная индукция в Мировом океане, М.: Наука, 1990, сс. 69 – 82.
- Аплонев С.В.* Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба. // Советская геология, 1987, №5, сс. 112 – 118.

- Аплонев С.В.* Тектоническая природа и возраст глубоких осадочных бассейнов Карского шельфа. // Доклады РАН, 1995, 340, 3, сс. 377 – 382.
- Аплонев С.В., Бочарова Н.Ю., Попов Э.А.* Детальная гидромагнитная съемка Срединно-Атлантического хребта между 23 и 26°с.ш. // Океанология, 1990, т.30, вып. 3, сс. 469 – 477.
- Аплонев С.В., Захаров С.В., Трунин А.А.* Локальная нестабильность спрединга как следствие миграции активности дивергентных границ. // ДАН, 1992, 323, 6, сс. 1052 – 1056.
- Аплонев С.В., Попов Э.А.* Пространственно - временная нестабильность спрединга и ее отражение в аномальном магнитном поле. // Известия АН СССР, сер.Физика Земли, 1991, №6, сс. 21 – 29.
- Аплонев С.В., Попов Э.А.* Специфика магнитоактивного слоя и локальная нестабильность спрединга Срединно-Атлантического хребта между 23 и 26°с.ш. // ДАН, 1990, т.314, №3, сс. 516 – 580.
- Аплонев С.В., Трунин А.А.* Миграция локальной нестабильности спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн. // Физика Земли, 1995, №9, сс. 24 – 34.
- Аплонев С.В., Трунин А.А., Зацепин Е.Н.* Локальная нестабильность спрединга и возможности дистанционного прогноза гидротермальной активности океанских рифтовых зон. // Доклады РАН, 1996, т.346, №4, сс. 532 – 535
- Аплонев С.В., Устрицкий В.И.* Остаточные океанические бассейны. // ДАН, 1991, т.316, №2, сс. 425 – 428.
- Арган Э.* Тектоника Азии. // М.-Л., ОНТИ, 1935, 192 сс.
- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В.* О происхождении рифтовых впадин. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, №4, сс. 96 – 112.
- Артюшков Е.В.* Новый подход к поиску нефтегазоносных бассейнов. // Природа, 1987, №8, сс. 72 – 86.
- Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л.* Опыт выделения и характеристики зон возможных очагов землетрясений в Баренцевом море. // Физика Земли, 1993, №8, сс. 15 – 27.
- Атласов И.П., Вакар В.А., Дибнер В.Д.* Новая тектоническая карта Арктики // Докл. АН СССР, 1964, т.156, №6, сс. 1341 – 1342.
- Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов Западной Сибири. // М.: Наука, 1977, 101 сс.
- Баженов М.Л., Моссаковский А.А.* Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным. // Геотектоника, 1986, №1, сс. 59 – 69.
- Балабанова Т.Ф., Перугин Н.Н.* О докембрийских образованиях Западно-Сибирской плиты и ее обрамления. // Советская геология, 1981, №12, сс. 76 – 87.

- Баренцевская шельфовая плита (под ред. И.С. Грамберга). // Л.: Недра, 1988, 263 сс.
- Батурин Д.Г.* Строеие и эволюция континентальной окраины Евразийского бассейна между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. // ДАН, 1988, т.299, №2, сс. 419 – 424.
- Батурин Д.Г., Бурбо В.А., Виноградов А.В.* Строеие земной коры Баренцевоморского шельфа по геофизическим данным. // Материалы 3-го съезда советских океанологов, Л.: Гидрометеоздат, 1987, сс. 31 – 32.
- Батурин Д.Г., Юнов А.Ю.* Седиментационная цикличность Южно-Карской синеклизы по сейсмическим данным. // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана, М.: Наука, 1989, сс. 197 – 205.
- Белоусов В.В.* Выступление на собрании отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР 13 марта 1984 г. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, №12, сс. 57 – 58.
- Белоусов В.В.* Общая геотектоника. // М.: Госгеолиздат, 1948, 600 сс.
- Бененсон В.А.* Строеие фундамента Западно-Сибирской плиты в свете новой геолого-геофизической информации. // Геотектоника, 1986, №4, сс. 117 – 121.
- Берлянд Н.Г., Бушуев А.С., Гинтов О.Б., Кривцов К.А.* О возрасте фундамента Большеземельской тундры. // Советская геология, 1980, №8, сс. 95 – 104.
- Боголепов А.К., Журавлев В.А., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований). // ДАН, 1990, т.315, №1, сс. 159 – 162.
- Бочкарев В.С.* Тектоническое условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 63, М.: Недра, 1973, 127 сс.
- Буалло Г.* Геология окраин континентов. // М.: Мир, 1985, 156 сс.
- Бурке К.* Плитотектоническая история Арктики. // Мат. 27-го МГК, т.4 (Геология Арктики), М.: Наука, 1984, сс. 159 – 167.
- Вайполин Ю.В.* Геологическая природа доюрских преломляющих горизонтов Западно-Сибирской плиты. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, №6, сс. 126 – 131.
- Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. // М.: Недра, 1978, 153 сс.
- Вассерман В.Я., Журавлев В.С., Кушнарeva Т.Н., Матвиевская Н.Д., Миклухо-Маклай А.Д.* Новые данные о составе и возрасте фундамента Большеземельской тундры. // Докл. АН СССР, 1974, №215, сс. 929 – 931.
- Верба М.Л.* Баренцево-Карский мегапргиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа. // В сб. Геологическое строеие

- Баренцево-Карского шельфа. // Л.: НПО Севморгеология, 1985, сс. 11 – 28.
- Верба М.Л.* Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб - раннемезозойские зоны растяжения земной коры. // Мезозойский тектогенез, изд. СО АН СССР, Магадан, 1969, сс. 96 – 99.
- Верещако И.А., Забалуев В.В., Фролов Б.М.* Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири. // Л.: Недра, 1980, 200 сс.
- Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. // Новосибирск, СО РАН, 1996, 203 сс.
- Волк В.Э., Зацепин Е.Н.* О природе уникальных геофизических аномалий шельфа Карского моря. // Геофизические методы разведки в Арктике, Л.: НИИГА, 1972, сс. 110 –114.
- Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н.* Методика интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры на примере исследования шельфов северных морей СССР. // Л.: НИИГА, 1973, 88 сс.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А.* Строение кряжа Карпинского. // Геотектоника, 1999, №1, сс. 28 – 43.
- Волож Ю.А., Саложников Р.Б., Циммер В.А.* Строение земной коры Прикаспийской впадины. // Советская геология, 1975, №11, сс. 93 – 103.
- Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. Справочник геофизика. // М.: Недра, 1982, 222 сс.
- Габриэлянц Г.А., Клецев К.А., Шейн В.С.* Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов СССР. // СПб. Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР. М., ВНИГНИ, 1990, сс. 4 – 14.
- Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П.* Термическая эволюция магматической камеры осевой зоны спрединга срединно-океанических хребтов. // В сб. Жизнь Земли. Строение и эволюция литосферы, М.: изд-во МГУ, 1996, сс. 138 – 163.
- Гафаров Р.А.* Тектоника фундамента и типы магнитного поля древних платформ Северного полушария. // В кн. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария, М.: Недра, 1971, сс. 280 – 286.
- Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий м-ба 1 : 2500000 (ред. Л.П. Зоненшайн, Н.В. Межеловский, Л.М. Натапов). // М.: Мингео СССР, Аэрогеология, 1988.
- Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа (под ред. М.Л. Верба). // Л.: НПО Севморгеология, 1985, 115сс.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики (под ред. И.С. Грамберга и Ю.Е. Погребницкого). // Л.: Недра, 1984, 280 сс.

- Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона (под ред. Г.П. Аветисова и В.А. Поселова). // СПб: ВНИИОкеангеология, 1996, 263 сс.
- Гирдлер Р.У.* Сравнение Восточно-Африканской рифтовой системы и пермского рифта Осло // *Континентальные рифты*, М.: Мир, 1981, сс. 415 – 427.
- Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С.* Верхнепалеозойские отложения северо-востока Западной Сибири.. // *Бюлл. МОИП*, 1987, т.62, вып. 6, сс. 76 – 90.
- Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С.* Триасовые осадочные бассейны севера Западной Сибири. // *Бюлл. МОИП, отд. геологии*, 1986, т.61, вып. 6, сс. 22 – 34.
- Городницкий А.М.* Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. // М.: Наука, 1985, 166 сс.
- Грамберг И.С.* Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазонасности Баренцево-Карской плиты. // *Доклады РАН*, 1997, 352, №6, сс. 789 – 791.
- Грамберг И.С., Деменецкая Р.Н., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля-Момского рифта. // *ДАН*, 1990, т.311, №3, сс. 689 – 694.
- Грамберг И.С., Шеходанов В.А., Бро Е.Г.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей. // *Советская геология*, 1985, №1, сс. 34 – 52.
- Грачев А.Ф.* Момский материковый рифт. // *Геофизические методы разведки в Арктике*, Л.: НИИГА, 1973, вып. 8, сс. 56 – 75.
- Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитный разрез верхнепермских и триасовых отложений о.Новая Земля. // *ИАН, сер. геология*, 1984, №10, сс. 42 – 50.
- Гусев Б.В.* Горизонтальные движения земной коры в истории формирования мезозойских прогибов и сопредельных структур прибрежных районов центральной части Советской Арктики. // *Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана*, Л.: НИИГА, 1974, сс. 68 – 81.
- Гусев Б.В.* К вопросу о генезисе мезо-кайнозойских впадин центральной части Советской Арктики (на примере Енисей-Хатангского прогиба). // *Геофизические методы разведки в Арктике*, вып. 7, Л.: НИИГА, 1972, сс. 85 – 93.
- Гусев Б.В.* Сравнительная характеристика магнетизма платобазальтов Сибири, Таймыра и других регионов земного шара. // *Геофизические методы разведки в Арктике*, вып. 6, Л.: НИИГА, 1971, сс. 40 – 52.
- Гусев Б.В.* Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. // *Геофизические методы разведки в Арктике*, вып. 10, Л.: НИИГА, 1975, сс. 9 – 13.

- Давлятов Ш.Д., Кунин Н.Я., Пак Р.В.* Рифтовые структуры Туранской плиты. // *Континентальный и океанский рифтогенез*, М.: Наука, 1985, сс. 42 – 49.
- Дараган-Сущева Л.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В.* Рифтовая модель земной коры Баренцево-Карской плиты. // В сб. *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*, вып. 1, ч.1, СПб, ВНИИОкеангеология, 1996, сс. 83 – 90.
- Дараган-Сущева Л.А., Павленкин А.Д., Ткаченко В.И.* Новые сведения о глубинном строении Баренцевоморских впадин по данным глубинного сейсмического профилирования. // *Геофизика*, 1996, №1, сс. 42 – 49.
- Дедеев В.А.* Взаимоотношение Полярного Урала с соседними складчатыми областями. // *Тр. ВНИГРИ*, Л., 1958, вып. 126, сс. 371 – 400.
- Дедеев В.А., Запорожцева И.В.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. // Л.: Наука, 1985, 96 сс.
- Дембовский Б.Я.* Покровно-складчатые структуры Полярного Урала и Пай-Хоя. // *Материалы 27-го МГК*, 1984, т.3, секция 06-07, М.: Наука, сс. 176 – 177.
- Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. // М.: Недра, 1975, 255 сс.
- Деменицкая Р.М., Мащенко С.П.* Признаки билатеральной симметрии гравитационных аномалий Атлантического океана. // *Материалы III съезда советских океанологов, секция Геология, геофизика и геохимия океана*, Л.: Гидрометеиздат, 1987, сс. 82 – 83.
- Деменицкая Р.М., Михайлов Н.М.* Основные результаты геофизических исследований на севере Средней Сибири. // *Тр. НИИГА*, 1958, т.92, сс. 95 – 107.
- Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. // М.: ИЛ, 1960, 488 сс.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.М.* Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири. // *Геология и геофизика*, 1988, №5, сс. 120 – 128.
- Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н.* Структура верхней мантии по профилю Байкал-Ямал ("Рифт"), полученная с применением мирных ядерных взрывов. // *Геология и геофизика*, 1996, т.37, №9, сс. 66 – 76.
- Журавлев Е.Г.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты. // *Геотектоника*, 1986, №5, сс. 107 – 115.
- Журавлев Е.Г.* Трапповая формация Западно-Сибирской плиты. // *Известия АН СССР, сер. геологическая*, 1986, №7, сс. 26 – 32.
- Захаров С.В.* К теории интерпретации морских магнитных аномалий. // *Известия АН СССР, сер. Физика Земли*, 1992, №10, сс. 72 – 79.

- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г.* Эволюция Тетиса. // История океана Тетис (под ред. А.С.Монина и Л.П.Зоненшайна). М.: ИОАН, 1987, сс. 104 – 116.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. // М.: Наука, 1993, 192 сс.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций. // Доклады 27 МГК, т.3 (Палеоокеанология), М.: Наука, 1984, сс. 35 – 45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). // М.: Недра, 1990, Т.1 - 327 сс., Т.2 - 334 сс.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Фанерозойские палинспатические реконструкции территории СССР. // Геотектоника, 1987, №6, сс. 3 – 19.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики. // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов, М.: Наука, 1987, сс. 31 – 57.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. // М.: Наука, 1979, 276 сс.
- Иванова А.Н., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований. // Океанология, 1989, т. XXIX, вып. 5, сс. 789 – 795.
- Игнатова В.Ф.* О возможной субокеанической природе земной коры в центральных частях внутриматериковых впадин типа Западно-Сибирской. // Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, СО АН СССР, Владивосток, 1966, сс. 45 – 50.
- История развития Уральского палеоокеана (ред. Зоненшайн Л.П.). // М.: ИОАН, 1984, 164 сс.
- Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. // М.: Наука, 1987, 204 сс.
- Карасик А.М.* Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. // Геотектоника, 1971, №2, сс. 3 – 18.
- Карасик А.М.* Некоторые проблемы и особенности спрединга вблизи полюса вращения. // Доклады XV Генеральной Ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза, М.: Наука, 1971, сс. 79 – 83.
- Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана. // ДАН, 1983, т.273, №5, сс. 1191 – 1196.
- Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования Арктического бассейна. // Доклады 27 МГК, т.4 (Геология Арктики), М.: Наука, 1984, сс. 179 – 188.
- Карус Е.В., Габриэлянц Г.А., Ковылин В.М.* Глубинное строение Западной Сибири. // Советская геология, 1984, №5, сс. 75 – 85.

- Кинсмен Д.Д.* Бассейны рифтового типа и особенности осадконакопления в условиях провисающих окраин континентов. // Нефтегазоносность и глобальная тектоника, М.: Недра, 1978, сс. 61 – 91.
- Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн. Статья 1. Строение. // Бюл. моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1980, т.55, вып. 6, сс. 40 – 53.
- Клещев К.А., Петров А.И., Шеин В.С.* Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа. // М.: Недра, 1995, 285 сс.
- Ковылин В.М.* Строение и нефтегазоносность Нюрольской впадины. // Советская геология, 1990, №11, сс. 26 – 33.
- Коган Л.И., Мурзин Р.Р.* Восточно-Баренцевоморская впадина - одна из древнейших на планете Земля (по данным ШГСП). // Геология морей и океанов, т.1, М.: ГЕОС, 1997, сс. 253 – 254.
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К.* Геология нефти и газа Западной Сибири. // М.: Недра, 1975, 679 сс.
- Кунин Н.Я., Бененсон В.А., Запивалов Н.П.* Новые представления о тектонике и нефтегазоносности доюрских отложений центральных и южных районов Западной Сибири. // Тектоника молодых платформ, М.: Наука, 1984, сс. 95 – 102.
- Кунин Н.Я., Иогансон Л.И.* Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. // М.: Наука, 1984, 220 сс.
- Кунин Н.Я., Сафонов В.С., Луценко Б.Н.* Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа (на примере Западной Сибири). // М.: ОИФЗ РАН, 1995, 134 сс.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р.* Анализ латеральных скоростных неоднородностей магматоморфической земной коры Евразии. // Геология и геофизика, 1992, №6, сс. 100 – 108.
- Кучерук Е.В., Ушаков С.А.* Тектоника плит и нефтегазоносность (геофизический анализ). // Физика Земли, т.8 (Итоги науки и техники), М.: ВИНТИ, 1985, сс. 3 – 199.
- Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. // Л.: Недра, 1992, 239 сс.
- Лебедев Б.А., Аглонов С.В.* Гармоничные и дисгармоничные осадочные бассейны // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XII Международной школы морской геологии, т.1, Москва, Геос, 1997, сс. 21 – 22.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. // М.: Наука, 1988, 256 сс.
- Лобковский Л.И., Хаин В.Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение. // Геотектоника, 1989, №6, сс. 28 – 39.

- Маркевич В.П.* История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. // М.: Наука, 1966, 247 сс.
- Матухин Р.Г., Меннер В.В., Марковский В.А.* Силур и девон архипелага Северная Земля. // В сб. Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны, СПб: ВНИИОкеангеология, 1997, сс. 45 – 46.
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты (под ред. В.С. Суркова). // М.: Недра, 1986, 149 сс.
- Микуленко К.И., Афанасьев Ю.Т.* Следы древних землетрясений в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. // Геология и геофизика, 1969, №2, сс. 18 – 26.
- Милановский Е.Е.* Пульсации Земли. // Геотектоника, 1995, №5, сс. 3 – 24.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. // М.: Недра, 1983, 279 сс.
- Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г.* Численное моделирование мантийной конвекции // ДАН, 1987, т.294, сс. 58 – 63.
- Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р.* Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности ее построения. // Физика Земли, 1995, №2, сс. 73 – 83.
- Нуен Тхи К., Печерский Д.М.* Серпентиниты как возможный источник линейных магнитных аномалий. // ИАН, сер.геология, 1989, №1, сс. 61 – 67.
- Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н., Безвербная В.В.* Строение и тектоника древнейшей океанской коры. // Геология океанов и морей, т.2, Москва: Геос, 1997, сс. 46.
- Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Бочкарев В.С.* Геология и нефтегазоносность Ямало-Гыданской синеклизы (Западная Сибирь). // Доклады 27 МГК, т.4 (Геология Арктики), М.: Наука, 1984, сс. 93 – 102.
- Никитин А.А.* Статистические методы выделения геофизических аномалий. // М.: Недра, 1979, 186 сс.
- Никишин А.М., Хаин В.Е.* О характере изменений суммарной длины СОХ в ходе геологической истории Земли. // ДАН, 1991, т.320, №1, сс. 157 – 161.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит) // Сб. статей (ред. Зоненшайн Л.П., Ковалев А.А.), М.: Мир, 1974, 472 сс.
- Океанология. Геофизика океана. Т.2: Геодинамика (ред. Монин А.С., Сорохтин О.Г.) // М.: Наука, 1979, 416 сс.
- Павленкин А.Д.* Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря (по геофизическим данным). // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа, Л.: ПГО Севморгеология, 1985, сс. 29 – 33.

- Павленкин А.Д., Дараган-Сущева Л., Казанин Г.С.* Результаты сейсмических работ методом ШГСП на больших базах в Баренцевом море. // Международная геофизическая конференция и выставка, SEG-EAGO, Москва, 16 – 20 августа 1993, Сб. реф. №2, М., сс. 85.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). // Геотектоника, 1976, №5, сс. 6 – 23.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. // М.: Наука, 1979, 188 сс.
- Петромагнитная модель литосферы (ред. Печерский Д.М.). // Киев, Наукова думка, 1994, 345 сс.
- Печерский Д.М.* Петромагнетизм и палеомагнетизм. // М.: Наука, 1985, 127 сс.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. // Москва: ОИФЗ РАН, 1995, 297 сс.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А.* Геолого- петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар. // ИАН, сер. Физика Земли, 1983, №5, сс. 31 – 40.
- Печерский Д.М., Назарова Е.А., Лыков А.В.* Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии. // Известия АН СССР, сер.Физика Земли, 1978, №11, сс.85-99.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В.* Закономерности в магнетизме океанских базальтов в пространстве и времени. // ИАН, сер. Физика Земли, 1983, №4, сс. 40 – 47.
- Пискарев А.Л., Дараган-Суцкова Л.А., Павленкин А.Д., Чернышев М.Ю.* Плотностная модель земной коры Баренцево-морского шельфа. // Тез. докл. Междунар. конф. "Морская и аэрогравиметрия - 94", Санкт-Петербург, 1994, сс. 93.
- Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. // Труды НИИГА, т.166, Л.: 1971, 248 сс.
- Поселов В.А., Павленкин А.Д., Дараган-Суцкова Л.А., Буценко В.В.* Глубинное строение зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевской плиты. // Геофизика, 1995, №2, сс. 55 – 61.
- Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. (ред.А.М.Городницкий) // М: ВНИРО, 1996, 283 сс.
- Пучков В.Н.* Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. // М.: Наука, 1979.
- Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли: количественные исследования. // М.: Наука, 1993.
- Ронов А.Б.* Эволюция осадконакопления в истории Земли // В кн. Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, сс. 49 – 74.

- Савинский К.А., Самсонов В.В., Вайполин Ю.В.* Приенисейская моноклиналь - новый нефтегазоперспективный район Западной Сибири. // Советская геология, 1987, №6, сс. 23 – 31.
- Савостин Л.А., Драчев С.С.* Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна. // Океанология, 1988, т. XXVIII, вып. 5, сс. 775 – 781.
- Савостин Л.А., Натапов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона. // Доклады 27 МГК, т.3 (Палеоокеанология), М.: Наука, 1984, сс. 172 – 187.
- Сегалович В.М., Эйдлин Р.А.* Окраины литосферных плит в разрезах земной коры Казахстана. // Советская геология, 1990, №8, сс. 56 – 61.
- Семенов А.С.* Геолого-исторический аспект геофизических исследований. // Вестник ЛГУ, 1980, №18, сс. 5 – 9.
- Сенин Б.В., Шипилов Э.В.* Тектоника Баренцевоморского региона // Геология морей и океанов, Тезисы докладов 11 международной школы морской геологии, т.2, М.: ИО РАН, 1994, сс. 49.
- Симоненко Т.Н.* Проявление зон разломов земной коры в магнитном поле. // Геофизический сборник АН УССР, 1968, №26, сс. 24 – 38.
- Соколов Б.А.* Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазонасности недр. // М.: Недр, 1985, 168 сс.
- Супруненко О.И., Лазуркин Д.В.* Нефтегазонасыщенные и перспективные осадочные бассейны Северного Ледовитого океана. // В сб. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, вып. 1, ч. 2, СПб, ВНИИОкеангеология, 1996, сс. 198 – 204.
- Сурков В.С., Девятков В.П., Казаков А.М., Смирнов Л.В.* Динамика накопления нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского нефтегазонасыщенного бассейна. // Отеч. геология, 1998, №1, сс. 13 – 16.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. // М.: Недр, 1981, 142 сс.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В.* Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема. // Геология и геофизика, 1984, №8, сс. 3 – 11.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф., Морсин П.И.* Рельеф поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. // Тр. СНИИГГИМС, вып. 62, 1967, сс. 2 – 11.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов Л.В.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна, // Отеч. геология, 1997, №3, сс. 31 – 37.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Краевский Б.Г.* Новое в тектонике Сибири. // Отеч. геология, 1999, №1, сс. 3 – 7.

- Сурков В.С., Морсин П.И.* Определение мощности земной коры на основе теории изостазии. // Геология и геофизика, 1971, №10, сс. 63 – 71.
- Тальвицкий Д.Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. // М.: Недра, 1976, 168 сс.
- Тетяев М.М.* Основы геотектоники. // ОНТИ, 1934, 365 сс.
- Туезова Н.А.* Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. // М.: Недра, 1975, 264 сс.
- Устрицкий В.И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. // Геотектоника, 1985, №1, сс. 51 – 61.
- Устрицкий В.И.* О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба. // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана, М.: Наука, 1989, сс. 182 – 191.
- Федынский В.В.* Разведочная геофизика. // М.: Недра, 1964, 672 сс. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (под ред. Дортман Н.Б.). // М.: Наука, 1984, 455 сс.
- Фишман М.В.* Хронология тектоно-магматических процессов северо-востока европейской части СССР. // ДАН, 1990, 312, сс. 422 – 426.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. // М.: Недра, 1964, 414 сс.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника Т. 2. Внеальпийская Европа и Западная Азия. // М.: Недра, 1977.
- Хаин В.Е.* Структурно-динамические типы нефтегазоносных бассейнов и их формационное содержание. // Современные проблемы геологии нефти и газа, М., изд. МГУ, 1978, сс. 125 – 132.
- Хаин В.Е., Клещев К.А., Соколов Б.А., Шейн В.С.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. // Актуальные проблемы тектоники СССР, М.: Наука, 1988, сс. 46 – 53.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А.* Палеомагнитология. // Л.: Недра, 1982, 312 сс.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.Л.* Палеомагнетизм палеозоя. // Л.: Недра, 1974, 236 сс.
- 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, т.35, №11, сс. 93 – 98.
- Чернышев Н.М., Егоркин А.В., Данилова Э.Г.* Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным. // Советская геология, 1978, №9, сс. 26 – 39.
- Шаблинская Н.В.* Промежуточный комплекс севера Западной Сибири - возможный источник углеводородов. // ДАН, 1988, т.300, №2, сс. 422 – 427.
- Шаблинская Н.В.* Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. // Л.: Недра, 1982, 155 сс.

- Шатский Н.С.* Основные черты структуры и эволюции Восточно-Европейской платформы. // Известия АН СССР, сер. геол., 1946, №1, сс. 5 – 62.
- Шерифф Р.Е., Грегори А.П., Вейл П.Р., Митчелл Р.М.* Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. Ч.1. М.: Мир, 1982, 376 сс.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П.* Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами. // Геология и геофизика, 1990, №5, сс. 13 – 19.
- Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В.* Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. // М.: Недра, 1977, 238 сс.
- Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. // Екатеринбург: Наука, 1994, 286 с.
- Яншин А.Л.* О так называемых мировых трансгрессиях. // Бюлл. МОИП, отд. геол., т.48, вып. 2, 1973, сс. 9 – 44.
- Allen P., Allen J.* Basin analysis. // Blackwell Scientific, Oxford, 1993, 451 pp.
- Aplonov S.* An aborted Triassic ocean in West Siberia. // Tectonics, 1988, №7, pp. 1103 – 1122.
- Aplonov S.V.* The tectonic evolution of the East European Platform. // Cambridge Univ.Press, 1995, 90 pp.
- Aplonov S.V.* The tectonic evolution of West Siberia: an attempt at a geophysical analysis. // Tectonophysics, 1995, v. 245, pp. 61 – 84.
- Aplonov S.V., Hsu K.J. & Ustritsky V.I.* Relict back-arc basins of Eurasia and their hydrocarbon potentials. // The Island Arc, 1992, №1, pp. 70 – 76.
- Aplonov S., Krasnov D., Shmelev G.* Structure, composition and probable age of the paleo-oceanic lithosphere in the Kara Shelf basement (Russian Arctic). // Annales Geophysicae, part 1: Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Suppl.1 to v. 12, 1994, pp. 24.
- Aplonov S., Shmelev G.* Geophysical diagnosis of the sutures in the Timan-Pechora Basement. // L.P.Zonenshain Memorial Conference on Plate Tectonics, Moscow, 1993, pp. 31 – 32.
- Aplonov S., Trunin A., Timofeev V.* Inversion of bathymetric and magnetic data from the Mid-Atlantic Ridge between 12 and 24 N: Evidence of spreading instabilities along a diverging plate boundary. // Marine Geophys. Res., 1996, №18, pp. 527 – 556.
- Arche A., Lopez-Gomez J.* Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. // Tectonophysics, 1996, vol. 266, №1 – 4, pp. 443 – 464.
- Arkani-Hamed J.* Magnetization of the oceanic crust beneath the Labrador Sea. // Journal of Geophysical Research, 1990, v. 95, #B5, pp. 7101 – 7110.

- Arkani-Hamed J.* Thermo-viscous remanent magnetization of oceanic lithosphere inferred from its thermal evolution. // Journal of Geophysical Research, 1989, v. 94, pp. 17421 – 17436.
- Barker A.J., Gayer R.A.* Caledonian-Appalachian tectonic analysis and evolution of related areas. In: The tectonic evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen. // Wiesbaden: Vieweg, 1985, pp. 127 – 165.
- Baturin D., Vinogradov A., Yunov A.* Tectonics and hydrocarbon potential of the Barents Megatrough. // AAPG Bulletin, 1991, 75(8), pp 1404.
- Bird J.M., Dewey J.F.* Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. // Geol.Soc.America Bull., 1970, №81, pp. 1031 – 1060.
- Bocharova N.Yu., Scotese C.R., Natapov L.M.* Paleogeography of the North Caspian Basin. // Paleomap Project, Progress Report #28, 1993, 46 pp.
- Bull J.M., Masson D.G.* The southern margins of the Rockall Plateau: stratigraphy, Tertiary volcanism and plate tectonic evolution. // The Journal of the Geological Society, 1996, v. 153, part 4, pp. 601.
- Burke K.* Aulacogens and continental breakup. // Ann. Rev. Earth & Planet. Sci., 1977, 5 pp.
- Burke K.* Development of graben associated with the initial rupture of the Atlantic Ocean. // Tectonophys., 1976, v. 36, pp. 93 – 112.
- Carbotte S., Macdonald K.C.* East Pacific Rise 8° – 10°30'N: Evolution of Ridge Segments and Discontinuities From SeaMARC II and Three-Dimensional Magnetic Studies. // JGR, v. 97, №B5, pp. 6959 – 6982, May 10, 1992.
- Caroll A.R., Liang Y., Graham S.A.* Junggar Basin, northwest China: Trapped Late Paleozoic Ocean. // Tectonophys., 1990, v. 181, #1/4, pp. 1 – 14.
- Castaing C., Halawani M.A., Gervais F., Chiles J.P., Genter A., Bourguin B., Ouillon G., Brosse J.M., Martin P., Genna A., Janjou D.* Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. // Tectonophysics, 1996, v. 261, №4, pp. 291 – 314.
- Chian D., Loudon K.E.* The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. // J. Geophys. Res. B, 1994, v. 99, №5, pp. 9117 – 9135.
- Cloetingh S., Ben-Avraham Z., Sassi W., Horvath F.* Dynamics of basin formation and strike-slip tectonics. // Tectonophysics, 1996, v. 266, №1 – 4, pp. 1 – 10.
- Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 163, 1 – 4, pp. 97 – 108.
- Courtillot V., Vink G.* How continents break up. // Scient. Amer., 1983, v. 249, №1, pp. 41 – 47.

- Demenitskaya R.M., Gaponenko G.I., Kiselev Yu.G., Ivanov S.S.* Features of sedimentary layers beneath Arctic Ocean. // In: Arctic Geology (ed.M.G.Pitcher), AAPG Mem, 1973, pp. 332 – 335.
- Dengo C.A., Rosslund K.G.* Extensional tectonic history of the western Barents Sea. // In: Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology (eds. R.M. Larsen, H. Brekke, B.T. Larsen, E. Talleras), 1992, Amsterdam: ELSEVER, pp. 91 – 108.
- Dewey J.F.* The Wilson Cycle. // Geol. Soc. America Abs., 1975, №7(1), pp. 48 – 49.
- Fantozzi P.L.* Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping Somalia and Yemen. // Tectonophysics, 1996, v. 259, №4, pp. 285 – 312.
- Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion, // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 43, pp. 163 – 200.
- Fox P.J., Macdonald K.C., Batiza R.* Tectonic Cycles and Ridge Crest Segmentation, // The Mid-Oceanic Ridge: A Dynamic Global System (Proceedings of a Workshop), National Academy Press, Washington D.C. 1988, pp. 113 – 120.
- Gee D.G., Johannson A., Ohta Y.* Grenvillian basement and a major unconformity within the Caledonides of Nordaustlandet, Svalbard, // Precam. Res., 1995, v. 70, pp. 171 – 182.
- Gee D.G., Sturt B.A. (Eds.)* The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas. // John Wiley&Sons, Chichester, 1985, 1252 pp.
- Gente P., Pockalny R.A., Durand C., Deplus C., Maia M., Ceuleneer G., Mevel C., Cannat M., Laverne C.* Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years. // Earth and Planet. Sci. Lett., 1995, v. 129, pp. 55 – 71.
- Girdler R.W.* The evolution of the Gulf of Aden and Red Sea in space and time. // Deep Sea Res., 1984, v. 31, 6/8, pp. 747 – 763.
- Girdler R.W., Styles P.* Seafloor spreading in the western Gulf of Aden. // Nature, 1978, v. 271, pp. 615 – 617.
- Green A.G., Kaplan A.A., Vierbuchen R.C.* Circum Arctic Petroleum Potential. // AAPG Memories, 1986, №40, pp. 101 – 130.
- Gurevitch E., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N.* Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis. // Earth and Planetary Science Letters, 1995, v.136, №3 – 4, pp. 461 – 473.
- Gurnis M., Torsvik T.H.* Rapid drift of large continents during the Late Precambrian and Paleozoic: Paleomagnetic constraints and dynamic models. // Geology, 1994, v. 22, #11, pp. 1023 – 1026.
- Hambrey M.J.* Correlation of Late Proterozoic tillites in the North Atlantic region. // Geological Magazine, 1983, v. 120, pp. 209 – 232.

- Hamilton W.* The Uralides and the motion of the Siberian and Russian platforms. // Bull. Geol. Soc. of America, 1970, v. 81, №9, pp. 2553 – 2576.
- Harland W.B.* Tectonic evolution of the Barents Shelf and related plates. In: Arctic Geology (ed. M.G. Pitcher), AAPG Mem, 1973, pp. 599 – 608.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A geologic time scale 1989. // Cambridge Univ. Press, 1990, 263 зр.
- Harland W.B., Dowdeswell E.K.* Geological evolution of the Barents Shelf region. // London: Graham & Trotman, 1988, 176 pp.
- Harland W.B., Scott R.A., Auckland K.A., Snape I.* The Ny Friesland Orogen, Spitsbergen. // Geol. Mag., 1992, 129 (6), pp. 679 – 708.
- Honza E.* Spreading mode of back-arc basins in the western Pacific // Tectonophysics, 1995, v. 251, №1 – 4, pp. 139 – 152.
- Ismail-Zadeh A.T., Naimark B.M., Lobkovsky L.I.* Eclogitization-induced mantle flow mechanism of sedimentary basin evolution: Numerical modelling. // 6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics, Moscow, 1998, pp. 141
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schone T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin, // Geophys. J. Int., 1995, v. 122, №2, pp. 378 – 392.
- Juhlin C., Kashubin S., Knapp J.H., Makovsky V., Ryberg T.* Project conducts seismic reflection profiling in the Ural mountains. // EOS, 1995, v. 76, №19, Suppl., pp. 193 – 199.
- Khramov A.N. & Ustritsky V.I.* Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: paleomagnetic and paleobiologic constraints. // Tectonophysics, 1990, 184, pp. 101 – 109.
- Kristoffersen Y., Talwani M.* Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America. // Geological Society of America Bulletin, 1977, v. 88, pp. 1037 – 1049.
- La Breque J.L., Kent D.V. and Conde S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. // Geology, 1977, v. 5, pp. 330 – 335.
- Laxon S., McAdeo D.* Arctic ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry. // Science, 1994, v. 265, №5172, pp. 621 – 624.
- Lobkovsky L.I., Cloetingh S., Nikishin A.M., Volozh Yu.A., Lankreijer A.C., Belyakov S.L., Groshev V.G., Fokin P.A., Milanovsky E.E., Pevzner L.A., Gorbachev V.I., Korneev M.A.* Extensional basins of the Former Soviet Union - structure, basin formation mechanisms and subsidence history. // Tectonophysics, 1996, v. 266, №1 – 4, pp. 251 – 286.

- Macdonald K.C., Scheirer D.S., Carbotte S.M.* Mid-Ocean Ridges: Discontinuities, Segments and Giant Cracks. // *Science*, v. 253, №30, 1991, pp. 986 – 994.
- MacNiocail C.* The closure of Iapetus: reconciling paleomagnetic and geological models. // *Annales Geophysicae*, 1994, №12, 123 pp.
- McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W.* Complex structure along a Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection, Cape Verde abyssal plain. // *Geophys. J. Int.*, 1994, v. 119, №2, pp. 543 – 478.
- Miller S.P., Hey R.N.* A magnetic investigation of a tectonic problem: The propagation rift, Galapagos 95,5°W. // *Journal of Geodynamics*, 1986, v. 5, pp. 1 – 24.
- Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions. // *JGR*, 1978, v. 83, pp. 5331 – 5354.
- Morgan W.J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks. // *J. Geophys. Res.*, v. 73, 1968, pp. 1959 – 1982.
- O'Reilly B.M., Hauser F., Jacob A.W.B., Shannon P.M.* The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation. // *Tectonophysics*, 1996, v. 255, №1 – 2, pp. 1 – 24.
- Parker R.L.* Geophysical Inverse Theory. // Princeton Univ. Press, 1994, 386 pp.
- Parson L.M., Wright I.C.* The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. // *Tectonophysics*, 1996, v. 263, №1 – 4, pp. 1 – 23.
- Sempere J.-C., Macdonald K.C.* Marine tectonics: Processes at Mid-Ocean ridges. // *Reviews of Geophysics*, 1987, v. 25, pp. 1313 – 1347.
- Sheikh-Zade E.R.* Results of seismic reflection profiling in the Turanian Platform. // *Tectonophysics*, 1996, v. 264, №1 – 4, pp. 123 – 136.
- Taylor B., Crook K., Sinton J.* Extensional transform zones and oblique spreading centers. // *J. Geophys. Res. B*, 1994, v. 99, №10, pp. 19707 – 19718.
- Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian- Greenland Sea. // *Geological Society of America Bulletin*, 1977, v. 88, pp. 969 – 999.
- Thompson D.T.* EULDPH: A new technique for making computer-assisted estimates from magnetic data. // *Geophysics*, 1982, v. 47, pp. 31 – 37.
- Tivey M.A., Schouten H., Sempere J.-C., Wooldridge A.* Implications of the Three-Dimensional Structure of the TAG Magnetic Anomaly on the Mid-Atlantic Ridge. // *Proceeds of AGU*, 1989, Spring Meeting.
- Torsvik T.H., Tatsumoto M., Ryan P.D., Trench A., Harper D.A.T.* Cambrian-Ordovician paleogeography of Baltica. // *Geology*, 1991, v. 19, №1, pp. 7 – 10.
- Turcotte D., Emerman S.H.* Mechanism of active and passive rifting. // *Tectonophysics*, 1983, v. 94, pp. 39 – 50.

- 
- Ziegler P.A.* European Cenozoic rift system. // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, №1 – 3, pp. 91 – 111.
- Ziegler P.A.* Evolution of Laurasia, // Dordrecht: Kluwer, 1989, 102 pp.
- Zonenshain L.P., Natapov L.M.* Tectonic history of the Arctic Region from the Ordovician through the Cretaceous. / In: *The Arctic Seas* (ed. Y. Hermann), New York: Van Nostrand Reinhold, 1989, pp. 829 – 862
- Unrug R.* Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly, *GSA Today* 7 (1) 1997.
- Vail P.R., Mitchum R.M.I, Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. // *Amer.Assoc.Petrol.Geol.*, 1977.
- Vernikovskiy V.A.* Riphean and Paleozoic metamorphic complexes of the Taimyr foldbelt: Conditions of formation. // *Petrology*, 1995, №3, pp. 55 – 72.
- Vine F.J., Matthews D.H.* Magnetic anomalies over ocean ridges. // *Nature*, 1963, v. 199, pp. 947 – 949.
- Vinogradov V.A.* North Kara shelf geology and evolution. // *AAPG Bull.*, 1991, 75(10), pp. 66.
- Vogt P.R., Ostenso N.A.* Reconnaissance Geophysical Studies in Barents and Kara Seas. Summary. // *Arctic Geology* (Ed.M.G.Pitcher), AAPG, USA, 1973, pp. 588 – 598.
- Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then reopen? // *Nature*, 1966, №211, pp. 676 – 681.
- Wood C.A.* Continental rift jumps. // *Tectonophysics*, 1983, v. 94, pp. 529 – 540.