

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (МПР РФ)
МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР
ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ (ГЕОКАРТ)
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР (ЦРГЦ)
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА (МГУ)

*К 300-летию
Горно-геологической службы
России*

ГЕОИСТОРИЧЕСКИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Москва • 1999

Геонисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. 524 с. (МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ).

Обстоятельно продемонстрированы литолого-стратиграфические, биостратиграфические, хроностратиграфические, сейсмостратиграфические и палеогеографические методы геонисторического анализа осадочных бассейнов. Подробно рассмотрены вопросы технологии их численного моделирования, анализа структурной геологии и геодинамических обстановок формирования. Отражены современные приемы изучения осадочных бассейнов.

Книга рассчитана на геологов-съемщиков и поисковиков, специалистов в области региональной геологии, студентов вузов.

Ил. 260, табл. 5, список литературы — 509 наименований.

*Серия методических руководств по геодинамическому анализу
при геологическом картировании*

Главный редактор серии Н. В. Межеловский

Зам. главного редактора А. Ф. Морозов

Редакционная коллегия выпуска

И. И. Абрамович, Г. С. Гусев (отв. редактор), Б. М. Демченко, А. Ф. Карпузов, А. С. Киреев, Н. В. Межеловский, М. В. Милиц, А. Ф. Морозов, А. М. Никишин, Д. В. Рундквист, Н. И. Сычкин, В. Е. Хани (научный редактор), А. А. Ширшов

А в т о р ы

*А. М. Никишин, А. В. Ершов, Л. Ф. Копяевич, А. С. Алексеев,
Е. Ю. Барабошкин, С. Н. Болотов, А. Б. Веймарн, М. В. Коротав,
П. А. Фокин, А. В. Фурнэ, И. В. Шалимов*

1804030000 - 009
Г 9Р8(03) - 1999

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ), 1999
- © Центральный региональный геологический центр (ЦРГЦ), 1999
- © Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 1999
- © Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова (МГУ), 1999
- © Коллектив авторов, 1999

ПРЕДИСЛОВИЕ

Осадочные бассейны — крупные области (по Н. Б. Вассоевичу площадью более 1 000 км²), в которых происходит или происходила седиментация — накопление осадков и превращение их в осадочные горные породы. Современные осадочные бассейны, эпиконтинентальные шельфовые моря и океаны занимают 71 % поверхности Земли, а осадочные бассейны геологического прошлого (по А. Б. Ронову — осадочный чехол, сложенный слоистыми метаморфизованными породами) составляет 80 % современной суши [Стратисфера..., 1993]. На территории России только осадочные бассейны Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ, Западно-Сибирской и Скифской молодых платформ имеют суммарную площадь около 10 млн км², занимая таким образом около 60 % суши страны. К этому нужно приплюсовать территории гигантских шельфов Северного Ледовитого океана и Дальнего Востока, а также территории деформированных осадочных бассейнов, которые занимают не менее половины Уральской, Таймыро-Североземельской, Алтае-Саянской, Монголо-Охотской, Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алиньской и Корякско-Камчатской складчатых областей. Таким образом, можно говорить о том, что подавляющая часть территории России занята разновозрастными и разнотипными осадочными бассейнами. Ясно, что без их обстоятельного исследования не может быть и речи об оптимальном познании геологического строения территории нашей страны и ее минерагенического потенциала.

Осадочные бассейны платформенных и складчатых областей России практически целиком покрыты среднемасштабной геологической съемкой, поэтому их приповерхностное строение обследовано более или менее удовлетворительно. Но горизонты осадочных бассейнов, скрытые на глубине, как в России, так и за рубежом, изучены весьма схематично. Это касается и нефтегазоносных бассейнов, в которых в основном и сосредоточены работы по глубинному геологическому картированию осадочных толщ и проведен огромный объем разноплановых научных седиментологических исследований.

Существенный вклад в изучение осадочных бассейнов дна океанов и окраинных морей внесли фундаментальные разработки по Програм-

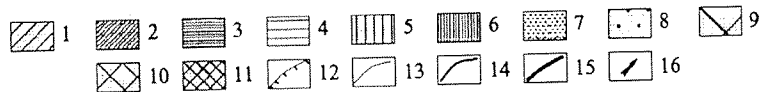
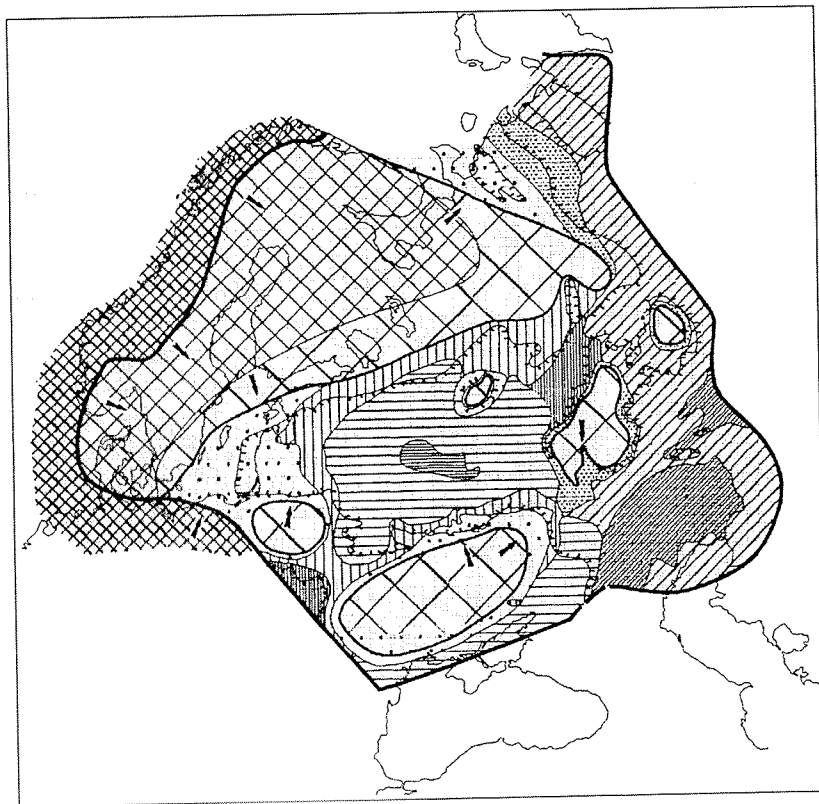


Рис. 1.86. Палеогеографическая карта Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей для раннеэйфельского времени (бийское время). Сост. П. А. Фокин, 1997.

1-11 — палеогеографические обстановки: 1 — мелкое шельфовое море нормальной солёности, 2 — морские относительно глубоководные шельфовые впадины, 3 — бассейн резко повышенной солёности, 4 — морской бассейн с относительно повышенной солёностью, 5 — прибрежная область чередования обстановок лагун с повышенной и пониженной солёностью, 6 — морской бассейн с неустойчивой солёностью, меняющейся от повышенной до пониженной, 7 — область развития прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых обстановок осадконакопления, 8 — континентальные аллювиальные равнины, 9 — преимущественно размываемая область низкой равнины, 10 — высокая равнина, 11 — гористая суша; 12 — граница временного распространения отложений данного возраста; 13 — границы палеогеографических областей; 14 — предполагаемые границы областей размываемой суши; 15 — предполагаемые границы Восточно-Европейской платформы для рассматриваемого времени; 16 — основные направления сноса обломочного материала.

Часть I I МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Данная часть посвящена математическим моделям, применяемым в анализе бассейнов, и она рассчитана на читателя, владеющего математическим аппаратом. Основное внимание здесь будет сосредоточено на формулировке математических соотношений, адекватно (согласно современным представлениям) описывающих реальность и допускающих численное решение. Сами эти решения и их геологические следствия почти не будут рассмотрены, так как это потребовало бы значительного увеличения объема книги. Однако приведенные библиографические ссылки позволяют интересующемуся читателю самостоятельно получить необходимую информацию. Ссылки даются на работы на русском языке (оригинальные или переводные), но очень часто такой возможности не существует, да авторы и не стремились дать полного обзора всех существующих на данный момент моделей. Как правило, после изложения общих принципов, излагается какая-либо одна из большого многообразия имеющихся моделей только для того, чтобы проиллюстрировать способ приложения соотношений, описывающих какие-либо частные процессы, к реальности, в которой все они (взаимо) действуют одновременно. Результаты в большинстве рассматриваемых здесь моделей могут быть получены лишь с применением компьютерных расчетов, поэтому слова «математическое моделирование» и «компьютерное моделирование» часто используются как синонимы.

Осадочные бассейны являются длительно существующими мегаструктурами пониженного рельефа и поэтому служат как бы «естественными ловушками» для вещества, образующегося при разрушении горных поясов, а также некоторой «фабрикой», в которой под действием давления, температуры, химических превращений и времени это вещество превращается в породу. Сложность геологических систем, как правило, исключает точное аналитическое решение соответствующих задач, и поэтому для получения адекватных результатов необходимо

димо проводить численные расчеты с использованием быстродействующих компьютеров. Компьютерное моделирование интенсивно развивалось в течение последних 30 лет вместе с развитием компьютеров, и сегодня оно является одним из основных исследовательских методов в разных областях науки, в том числе и в геологии. Существует несколько традиционных направлений, изучающих разные аспекты протекающих в осадочных бассейнах процессов, такие как тектоника, гидрология, седиментология, механика пород, геохимия, но только комплексные исследования позволяют надеяться на значительный успех при моделировании всего бассейна. В последнее время получено множество результатов по разным бассейнам, и поэтому появилась возможность сопоставлять их между собой. Каждый бассейн обладает своей спецификой строения, эволюции и степени изученности. Эти три особенности и определяют набор применяемых методов и подходов моделирования. Однако для сопоставления важно, чтобы исходные принципы моделирования разных бассейнов были общие.

Все модели делятся по методу моделирования на *прямые* (forward) — по заданным уравнениям и набору начальных и граничных условий строится решение «вперед во времени» и *обратные* (inverse) — по заданным результатам необходимо определить процесс «назад во времени». Все задачи в геологии — обратные, однако построить обратную модель гораздо сложнее чем прямую, и поэтому обратные задачи часто решаются путем многократного решения прямой с изменяемыми начальными и граничными условиями.

Все техники моделирования бассейнов можно разделить на (1) структурные и кинематические реконструкции и (2) модели процессов (механические, термические, гидрологические, геохимические, физико-химические, седиментологические и т. п.). По решаемым задачам выделяются задачи восстановления истории погружения, тектоники, термической истории, истории генерации и миграции углеводородов, истории формирования и разрушения ловушек нефти и газа. Схема, показывающая взаимоотношение разных методов моделирования, исходных данных и результатов приведена на рис. 2.1 (см. прил.).

Все процессы, определяющие эволюцию осадочного бассейна, можно разделить на три группы (по месту, где они происходят):

1. процессы в литосфере (реакция литосферы на приложенные напряжения, теплоперенос, фазовые превращения вещества литосферы);
2. поверхностные процессы, в первую очередь осадконакопление (эрозия, перенос и осаждение обломочного осадочного материала, образование и накопление хемо/биогенного);
3. процессы в осадочном чехле (механические процессы (складко/надвиго/сбросо/диапирообразование), процессы теплопереноса

(теплоперенос и миграция флюидов) и локальные физико-химические превращения).

Последняя группа собственно нас и интересует, однако модели первых двух групп также необходимы, так как именно они и определяют вещество и структуру бассейна, а также граничные и начальные условия для процессов третьей группы.

Начнем с рассмотрения кинематических реконструкций истории погружения осадочного бассейна, затем перейдем к рассмотрению процессов. В конце будет дано несколько примеров моделирования.

2.1. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИСТОРИИ ПОГРУЖЕНИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Впервые качественный график истории погружения бассейна был использован П. Лемуаном в 1911 г. (рис. 2.2) как иллюстрация общей истории геологического развития Парижского бассейна [Lemoine, 1911]. В 30–40-х годах подобные же графики использовал в своих работах С. Бубнов. Данный подход широко практиковался в нашей стране, начиная с тридцатых годов (построение *эпейрогенических кривых*). Однако массовому использованию метода препятствовало отсутствие абсолютной геохронологической шкалы и значительная трудоемкость процедуры построения. Развитие микропалеонтологии и техники абсолютных датировок стратиграфических подразделений позволило преодолеть первое препятствие. Это дало возможность перейти от качественных геосторических диаграмм к количественным графикам *истории погружения бассейна*. Для характеристики данного количественного подхода Ван Хинте [Van Hinte, 1978] предложил термин *геоисторический анализ*. Бурное развитие компьютерных технологий позволило автоматизировать эту процедуру и, кроме того, ввести поправку на уплотнение пород с глубиной. В компьютерном варианте техника восстановления истории погружения по скважинным данным с использованием процедуры последовательного снятия слоев и введением поправки на уплотнение пород была впервые использована Стеклером и Вотсом [Steckler, Watts, 1978] и затем усовершенствована Склятером и Кристи [Sclater, Christie, 1980]. В последнее десятилетие этот метод получил широкое распространение и стал необходимой деталью при изучении практически любого бассейна. Эта технология была распространена и на двухмерный и трехмерный случаи.

Параллельно этому развивались некоторые другие методики структурного анализа, такие как построение балансированных разрезов и их восстановление, которые применялись к орогенным областям. Однако общие принципы, использованные в этих методиках, оказалось возмож-

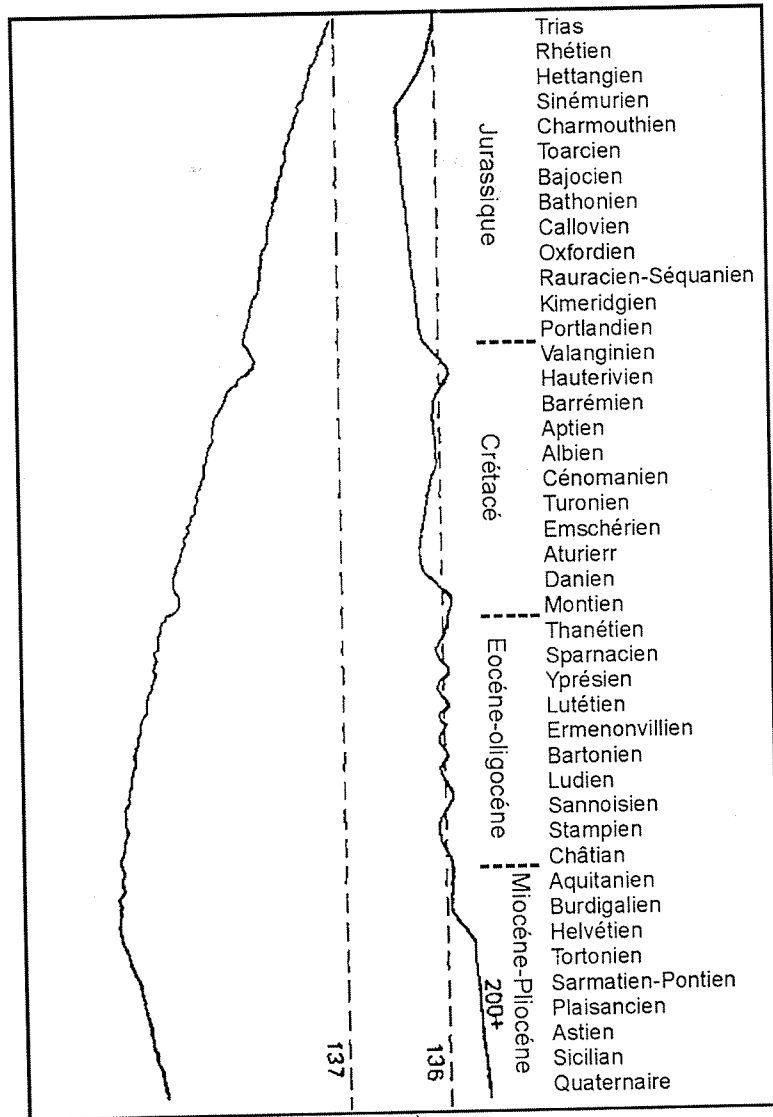


Рис. 2.2. Кривая погружения Парижского бассейна. По [Lemoine, 1911].

ным применить при структурных реконструкциях осадочных бассейнов. Объединим все эти техники под общим названием: *кинематический анализ* осадочного бассейна, подразумевая под этим восстановление истории погружения бассейна и накопления там осадочных толщ на основании его современной структуры (геометрии) и стратиграфии чисто кинематическим (геометрическим) путем.

Наиболее характерной чертой осадочного покрова является его слоистая структура, которая отражает процесс накопления осадков. Слоистость осадочного разреза может рассматриваться не только как основная черта строения геологического тела, но и как запись процесса образования этого тела, так называемая *осадочная летопись*. Это дает возможность поставить обратную кинематическую задачу — расшифровать эту летопись, т. е. восстановить кинематику погружения бассейна.

В общем три основных фактора участвуют в образовании осадочной летописи. Во-первых, тектонические движения земной коры, приводящие к образованию рельефа, определяющего процессы эрозии и седиментации, во-вторых, эвстатические колебания уровня моря, служащего необходимым агентом в этих процессах и, в-третьих, сами процессы размыва и переноса обломочного материала, образования био- и хемогенных отложений.

В качестве основы при расшифровке можно принять следующую «кинематическую» модель образования осадочной записи. Погружение и эвстатические колебания уровня моря создают пространство, которое в дальнейшем может быть заполнено осадками (accommodation space). Заполнение аккомодационного пространства определяется процессами осадконакопления, которые в свою очередь зависят от поступления осадочного материала.

Для расшифровки осадочной летописи в первую очередь следует разделить три вышеуказанных фактора, причем чисто кинематически. Иногда это возможно, иногда нет, особенно это касается первого и второго факторов. Очень часто первый фактор значительно превосходит два других, и поэтому можем рассматривать последние как «поправки» к истории погружения, восстановленной исходя из учета только главного фактора. Кроме того, во многих случаях осадконакопление является скомпенсированным, т. е. осадки заполняют аккомодационное пространство сразу, как только оно образуется. В этом случае можно пренебречь третьим фактором.

Основной принцип восстановления истории погружения достаточно прост: снимая последовательно слой за слоем, приводим разрез к виду, существовавшему в прошлом. При этом необходимо учитывать три следующих основных фактора:

1. Геологический разрез описывается как последовательность слоев, а история погружения как последовательность этапов развития. Для осуществления возможности перехода от одного описания к другому необходимо перевести данные исходного геологического разреза

с языка «слоев» на язык «этапов развития», т. е. установить датировки границ, выделить перерывы в осадконакоплении и этапы эрозии, оценить величину эрозии.

2. Положение верхней границы разреза в каждый из моментов прошлого может быть восстановлено на основании данных по эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана и палеоглубинам бассейна.

3. Породы при погружении уплотняются под нагрузкой вышележащих слоев.

Помещая геологическую летопись региона в рамки линейной временной шкалы, получаем возможность измерять относительную значимость событий, сравнивая не только амплитуды, но и скорости погружения, а также использовать полученные данные как для графического представления, так и для численного моделирования геологических процессов.

2.1.2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходными данными при проведении одномерного геоисторического анализа служат: (1) современный геологический разрез (порядок залегания слоев, их мощности, глубины залегания и литология), (2) интерпретация перерывов и несогласий, присутствующих в разрезе, (3) абсолютные датировки геологических границ, (4) определения палеоглубин бассейна, (5) соотношения, описывающие уплотнение пород с глубиной.

В принципе при восстановлении палеоразрезов важно знать последовательность стратиграфических границ, а не их абсолютную датировку. Однако при корреляции тектонической истории скважин из разных регионов и при вычислении скоростей тектонического погружения необходимо знать и абсолютные датировки. При их определении должна быть использована единая хроностратиграфическая шкала, например, шкала геологического времени Харланда [Harland et al., 1989]. Однако значительные неточности в корреляции региональных подразделений с международными геохронологическими единицами (например, средиземноморской шкалы и региональной шкалы юга Европейской части СССР) часто не позволяют использовать единую шкалу для всех интервалов времени. В таких случаях используются определения абсолютного возраста для местных стратиграфических подразделений (как, например, датировки И. С. Чумакова [1993] в вышеуказанном примере).

При интерпретации перерывов и несогласий важно определить, во-первых, какой процесс имел место в это время: перерыв в осадконако-

плении или эрозия, во-вторых, соответствующий интервал времени и, наконец, если эрозия — оценить величину эрозии. Перерыв в осадконакоплении вводится как слой с нулевой мощностью; эрозия вводится в разрез так, как будто бы это был слой с отрицательной мощностью, величина которой равна амплитуде эрозии. Это, во-первых, вводит некоторое единообразие в задании исходных параметров, во-вторых, позволяет задавать двухмерные разрезы с частично эродированными слоями геометрически и, в-третьих, оказывается удобным при восстановлении размытых мощностей.

Задание литологии необходимо для того, чтобы ввести поправку на уплотнение породы при погружении. При этом возможны два случая: либо задается закон уплотнения для каждого слоя, определяемый на основании скважинных замеров пористости, либо закон уплотнения слоя рассчитывается на основании литологического состава слоя. В простейшем варианте это делается в предположении независимости уплотнения каждой литологически простой составляющей породы слоя от присутствия других составляющих. В общем случае, это предположение не выполняется, но оно может быть принято в качестве первого приближения, за отсутствием другой приемлемой альтернативы. При этом, литология слоя может быть выражена через процентное содержание основных литотипов в породе слоя. В качестве литотипов могут быть выделены, например, алевролиты, аргиллиты, глины, песчаники, конгломераты, доломиты, известняки, мергели, гипсы (ангидриты), соли, туфы и т. д. Подробнее поправка на уплотнение будет рассмотрена далее.

2.1.3. ПАЛЕОГЛУБИНЫ

Традиционно, одной из основных трудностей было определение палеоглубин моря. Необходимость учета этого фактора очевидна, однако глубина бассейна пока не может быть определена с необходимой для моделирования точностью. Проблеме определения палеоглубины посвящено большое количество исследований как за рубежом, так и в России.

Непосредственно в расчетах участвует не палеоглубина бассейна, а величина называемая альтитудой поверхности осадконакопления (АПО, ssa) — это тот уровень, по которому выравнивается верхний слой палеоразреза (рис. 2.3). Однако она не может быть оценена непосредственно из геологических данных и для ее оценки используются две другие величины: уровень моря (sl) и глубина бассейна (d) (рис. 2.3). Они связаны простейшим соотношением $ssa = sl + d$, где ось глубин считается направленной вниз.

Уровень моря, выраженный в отклонении от современного нуля, можно взять по одной из кривых эвстатических колебаний уровня Ми-

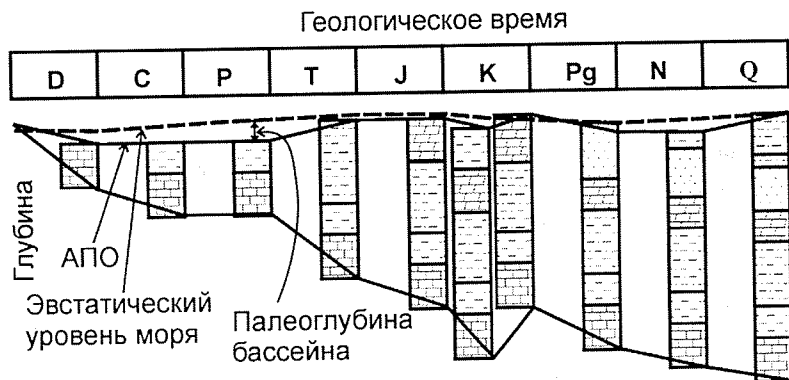


Рис. 2.3. Иллюстрация одномерной процедуры восстановления истории погружения по скважинным данным путем последовательного снятия слоев с учетом эвстатических колебаний уровня моря и палеоглубин бассейна.

рового океана, если это был открытый бассейн, или по региональной кривой уровня моря для закрытого бассейна. Причем следует брать сглаженную кривую, учитывающую циклы не выше третьего порядка, так как все циклы высшего порядка имеют не эвстатическую, а скорее тектоническую природу. Некоторые исследователи полностью пренебрегают эвстатическими колебаниями уровня моря. Хотя такой подход нельзя назвать обоснованным, иногда он необходим, так как при отсутствии достаточного количества информации об этом параметре в результате интерполяции могут получиться не соответствующие реальности результаты.

Глубина бассейна оценивается по сумме геологических и палеонтологических данных. Как правило, невозможно оценить глубину бассейна на протяжении всей его истории, но только для отдельных моментов, поэтому необходимо интерполировать ее каким-либо образом. Можно интерполировать либо величину глубины бассейна, либо АПО. В первом случае, ввиду указанной выше зависимости, АПО (а вслед за ней и граница фундамента) начнет колебаться вслед за изменением уровня моря, что является очевидным артефактом. Осмысленная картина при проведении интерполяции получится, только если взять за основу при интерполяции альтитуду поверхности осадконакопления.

2.1.4. УПЛОТНЕНИЕ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ

Хорошо известно, что породы в процессе захоронения уплотняются под воздействием литостатического давления; при этом их объем сокращается за счет уменьшения объема пор. Степень уплотнения опреде-

ляется многими факторами (начальной пористостью, упаковкой зерен породы, литологическим составом, глубиной захоронения, избыточным давлением поровой жидкости, процессами диагенеза и катагенеза и т. п.). Однако, можно использовать закономерности уменьшения пористости с глубиной для разных типов пород, определяемые статистически — на основании большого количества измерений по скважинным данным.

Уплотнение простой породы

Обязательным требованием при этом является однозначность зависимости пористости от давления (для принятой литологии), так называемый закон Ати [Athy, 1930]: $\varphi(p_{eff})$, где p_{eff} — эффективное давление, равное разности между давлением за счет веса вышележащих пород (геостатическим) и давлением поровой жидкости: $p_{eff} = p_{bulk} - p_{water}$. При отсутствии избыточного давления жидкости ($p_{excess} = p_{water} - p_{hydrostat} = 0$), эффективное давление однозначно связано с глубиной залегания.

$$p_{bulk} = \int_0^z \rho_{bulk} g dz,$$

$$p_{water} = p_{hydrostat} = \int_0^z \rho_{water} g dz.$$

Таким образом, следует принять некоторый вид зависимости $\varphi(z)$ для каждого литологического типа породы. Существует несколько феноменологических моделей уплотнения пород. Наиболее применяемая из них (впервые использованная еще в работе Ати [Athy, 1930] и теоретически обоснованная Корвином [Korvin, 1984]) предполагает экспоненциальное уменьшение пористости при увеличении нагрузки,

$$\varphi(p_{eff}) = \varphi(0) \cdot e^{-\alpha \cdot p_{eff}},$$

что приводит к эмпирическому соотношению для $\varphi(z)$ вида

$$\varphi(z) = \varphi(0) \cdot e^{\frac{-z}{B}},$$

где z — глубина залегания, $\varphi(0)$ — пористость на поверхности, B — масштабный фактор уменьшения пористости с глубиной: эти параметры зависят от литологии и должны быть определены на основании реальных скважинных данных.

Так, например, Склятер и Кристи [Sclater, Christie, 1980], воспользовавшись методом наименьших квадратов, из скважинных измерений получили поверхностную пористость и масштабный фактор для ос-

новых литологических типов пород. Параметры, полученные данными авторами, получили широкое распространение. Однако существует достаточно много данных по другим регионам, которые не согласуются с данными Склятера и Кристи (и в частности, наши собственные результаты по Предкавказью [Ershov et al., 1998] и Западной Сибири). Как правило, кривые Склятера–Кристи дают завышенные значения пористости в верхних частях разреза. Это может быть объяснено тем, что вышеуказанные авторы использовали в качестве фактической основы скважины, пробуренные на Североморском шельфе, и не использовали данные по континентальным областям.

Экспоненциальная зависимость не является единственно возможной, краткий обзор используемых зависимостей приведен Ершовым [1997]. В общем в качестве более простой альтернативы экспоненциальной зависимости возможно использовать линейную. Следует отметить, что феноменологические законы уплотнения для разных регионов не одинаковы, а имеют некоторый разброс (см., например [Лидер, 1986]). Поскольку все эти зависимости статистические, то предпочтение следует отдать той, которая наилучшим образом приближает реальные данные по исследуемому региону. В идеале необходимо иметь для каждого региона свои кривые уплотнения для основных литотипов (причем не обязательно аналитические).

Уплотнение составной породы

Для составной породы производится раздельное вычисление по каждой составляющей и суммирование с весами, определяемыми их процентным содержанием:

$$\varphi(z) = \sum_{i=1}^N c_i \varphi_i(z),$$

причем

$$\sum_{i=1}^N c_i = 1.$$

Учет физико-химических превращений

Необходимо учитывать, что изменение объема породы может быть связано не только с уплотнением, но также и с физико-химическими превращениями, сопровождающимися изменением объема минеральной части. Примерами таких процессов могут служить переход гипса в ангидрит и монтмориллонита в иллит. В нулевом приближении можно считать, что эффект фазовых переходов в глинах учитывается при ста-

тистическом подборе параметров уплотнения глин. Эффект перехода гипс–ангидрит можно учесть, положив, что уменьшение объема происходит линейно в интервале глубин 1.0–1.5 км.

Все такие преобразования в осадочном чехле связаны, как правило, с реакциями дегидратации и сопровождаются выделением большого количества воды, что в свою очередь приводит к возникновению аномальных давлений поровой жидкости. Последний фактор служит своеобразным буфером, так что уплотнение породы происходит не «мгновенно» по достижении требуемых давлений и температур, а оказывается растянутым по интервалу времени и глубин, определяемых возможностью поровой жидкости покинуть породу.

Моделирование процесса уплотнения

Феноменологический закон, описывающий уплотнение в зависимости от нагрузки, верен только статистически, т. е. в каждом конкретном случае пористость реальных пород, вероятно, будет отличаться от предсказанной на основании феноменологического закона. Для устранения этого недостатка необходимо моделировать сам процесс уплотнения. Для этого необходимо восстановить температурную историю региона, направления и величины потоков флюидов во времени, и, кроме того, предложить удовлетворительную количественную модель процессов, определяющих уплотнение породы (переупаковка зерен породы, растворение под давлением на межзерновых контактах и растворение/осаждение на свободной поверхности зерен). Эта задача очень сложна. Более подробно она будет рассмотрена в следующих главах.

2.1.5. ОДНОМЕРНАЯ ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ С ПОПРАВКОЙ НА УПЛОТНЕНИЕ ПОРОД

Зная зависимость пористости от глубины и современный геологический разрез (порядок залегания слоев, их мощности, глубины залегания и литология) и применяя процедуру «обратного снятия» и разуплотнения слоев, описанную ниже, можно определить палеоразрезы в любой из моментов истории (рис. 2.3).

На основании феноменологической зависимости пористости от эффективной нагрузки, современной мощности и максимальной нагрузки на слой за историю развития бассейна можем вычислить некоторую «приведенную мощность слоя», величину, характеризующую количество твердого вещества и не меняющуюся при уплотнении: это может быть либо мощность полностью уплотненной породы, либо мощность породы, приведенной к поверхностной пористости. Для этого необходимо снимать слой за слоем и приводить разрез к виду, существовавшему

му в геологическом прошлом, вводя при этом поправку на уплотнение породы с глубиной. Таким образом, возможно найти максимальную глубину залегания слоя в течение геологической истории (это не обязательно современная глубина ввиду возможности эрозии), и на основании этого определять ее приведенную мощность. После этого можем вычислить пористость и соответственно мощность слоя на любой глубине и воспроизвести историю погружения, «откладывая» слой за слоем и «уплотняя» их в соответствии с законом уплотнения.

Пронумеруем слои снизу вверх, причем самый нижний слой будет иметь номер 1. Каждому слою поставим в соответствие границу — его подошву. Подошва самого нижнего слоя будет иметь номер 1, современная поверхность — N . Обозначим через $z_j(t)$ положение границы j в момент времени t , $\Delta z_j(t)$ — мощность слоя j в момент времени t .

Будем использовать обобщенное понятие слоя, соответствующее интервалу времени (этапу в развитии бассейна). При этом допускаются слои нулевой мощности, соответствующие периодам перерывов в осадконакоплении, и слои отрицательной мощности, соответствующие периодам эрозии. В этом случае возможно установить однозначную связь разреза и истории бассейна. Современный обобщенный разрез задается через положение границ (подошв) слоев $z_j(t_N)$ и соответствующих времен «образования» границы t_j , $j=1..N$, современность соответствует моменту t_N . Сумма мощностей всех слоев равна полной мощности реально наблюдаемого разреза, однако мощности отдельных слоев могут отличаться, так как введение слоев отрицательной мощности вызывает соответствующее увеличение мощности нижележащего слоя (слоев).

Поправка на уплотнение

Чтобы ввести поправку на уплотнение, необходимо уметь рассчитать мощность слоя в зависимости от глубины залегания.

Предположим, что пористость однозначным образом зависит от максимальной глубины, на которой находилась порода за свою историю (этому предположению удовлетворяет любой из феноменологических законов уплотнения, рассмотренных выше). Если считать, что пористость зависит от глубины залегания а не от максимальной глубины залегания, то при эрозии должно было бы происходить разуплотнение нижележащих пород, что не согласуется с наблюдениями (наблюдается некоторое «упругое» разуплотнение, однако оно невелико).

Из условия сохранения вещества имеем:

$$(1 - \varphi(z_1))\delta(z_1) = (1 - \varphi(z_2))\delta(z_2),$$

где $\delta(z)$ — мощность элемента, достаточно малого для того, чтобы его можно было считать равномерным уплотненным. Таким образом, мощ-

ность малого элемента на глубине z выражается через его мощность при нулевой глубине (пористость равна поверхностной), или через его мощность при нулевой пористости (большая глубина):

$$\delta(z) = \frac{1 - \varphi(0)}{1 - \varphi(z)} \delta(0) = \frac{1}{1 - \varphi(z)} \delta(\infty).$$

Для удобства вычислений определим «приведенную» мощность слоя, равную мощности слоя при нулевой пористости и характеризующую количество вещества породы, содержащееся в слое. Функцию, ставящую в соответствие приведенной мощности и глубине залегания кровли слоя его реальную мощность, обозначим как \mathbf{D} :

$$\mathbf{D}(\Delta_i^{\text{пр}}, z_{i+1}) = \Delta z_i,$$

Обратная к ней определяет приведенную мощность из наблюдаемой:

$$\mathbf{D}^{-1}(\Delta z_j, z_{j+1}) = \Delta_j^{\text{пр}}.$$

Для малого элемента имеем:

$$\delta z(z) = \mathbf{D}(\delta^{\text{пр}}, z) = \frac{\delta^{\text{пр}}}{1 - \varphi(z)}, \quad \delta^{\text{пр}} = \mathbf{D}^{-1}(\delta z(z), z) = (1 - \varphi(z))\delta z.$$

Мощность слоя конечной толщины, кровля которого находится на глубине z , определяется его разбиением на малые составляющие и последующим суммированием:

$$\begin{aligned} \Delta z(z) = \mathbf{D}(\Delta^{\text{пр}}, z) &= \mathbf{D}\left(\sum_{n=1}^N \frac{\Delta^{\text{пр}}}{N}, z\right) = \sum_{n=1}^N \mathbf{D}\left(\frac{\Delta^{\text{пр}}}{N}, z + \mathbf{D}\left(\frac{\Delta^{\text{пр}}}{N}, (n-1), z\right)\right) = \\ &= \sum_{n=1}^N \frac{\Delta^{\text{пр}}}{N} \cdot \frac{1}{1 - \varphi\left(z + \mathbf{D}\left(\frac{\Delta^{\text{пр}}}{N}, (n-1), z\right)\right)}. \end{aligned}$$

Эти соотношения решаются с помощью итерационной процедуры или последовательным суммированием малых элементов. Аналогично «приведенная» мощность слоя выражается через наблюдаемую. Использование конкретных видов законов уплотнения, например, экспоненциального или линейного иногда позволяет существенно упростить соотношения.

Определение приведенных мощностей

На первом этапе приведенная мощность слоя определяется на основании его мощности в современном разрезе и максимальной глубины залегания слоя за всю его историю:

$$\Delta_i^{np} = \mathbf{D}^{-1}(\Delta z_i, z_{max, i+1}).$$

Если не принимать во внимание возможность эрозии, то можно принять, что современные глубины залегания соответствуют максимальным. Однако при наличии эрозии это будет не так. В этом случае максимальные глубины слоев определяются в результате последовательного снятия слоя за слоем:

$$z_{max, i} = z_{max, i+1} + \mathbf{D}^{-1}(\Delta z_i(t_N), z_{max, i+1}) \cdot \eta(\Delta z_i(t_N)),$$

где η — функция Хэвисайда (ступенька).

Воспроизведение истории погружения

На основании восстановленных приведенных мощностей слоев Δ_i^{np} и продолжительности этапов их отложения теперь возможно воспроизвести историю погружения в прямой последовательности.

Глубина подошвы слоя j в момент времени t_i : $z_j(t)$ определяется следующим выражением:

$$z_j(t_i) = ssa(t_i) + \sum_{n=j}^{i-1} \Delta z_n(t_i),$$

где $\Delta z_n(t_i) = \mathbf{D}(\Delta_i^{np} Z_{max, n+1}(t_i))$ — мощность слоя n в момент t_i , $ssa(t)$ — альтитуда поверхности осадконакопления, $z_{max, j}(t_i)$ — максимальная глубина погружения границы j к моменту t_i . Откладывая последовательно слой за слоем, начиная с момента t_j и запоминая максимальные глубины погружения каждого слоя, получаем набор палеоразрезов.

Между моментами t_i производим линейную интерполяцию:

$$z(t) = z(t_{i-1}) + (z(t_i) - z(t_{i-1})) \frac{t - t_{i-1}}{t_i - t_{i-1}}, \quad t_{i-1} < t < t_i,$$

и, таким образом, получаем положение подошвы слоя j в любой момент времени.

Таким образом, получаем так называемую эпейрогеническую кривую, но только с учетом уплотнения пород и эрозии. Примеры восстановленной истории погружения с учетом и без учета палеоглубин и уплотнения представлены на рис. 2.4, 2.5.

2.1.6. ТЕКТНИЧЕСКОЕ ПОГРУЖЕНИЕ

Полученная описанным выше способом кривая представляет историю погружения фундамента, на ее основании можно вычислить некоторые другие характеристики. Наиболее важная из них — это *тектоническое погружение*.

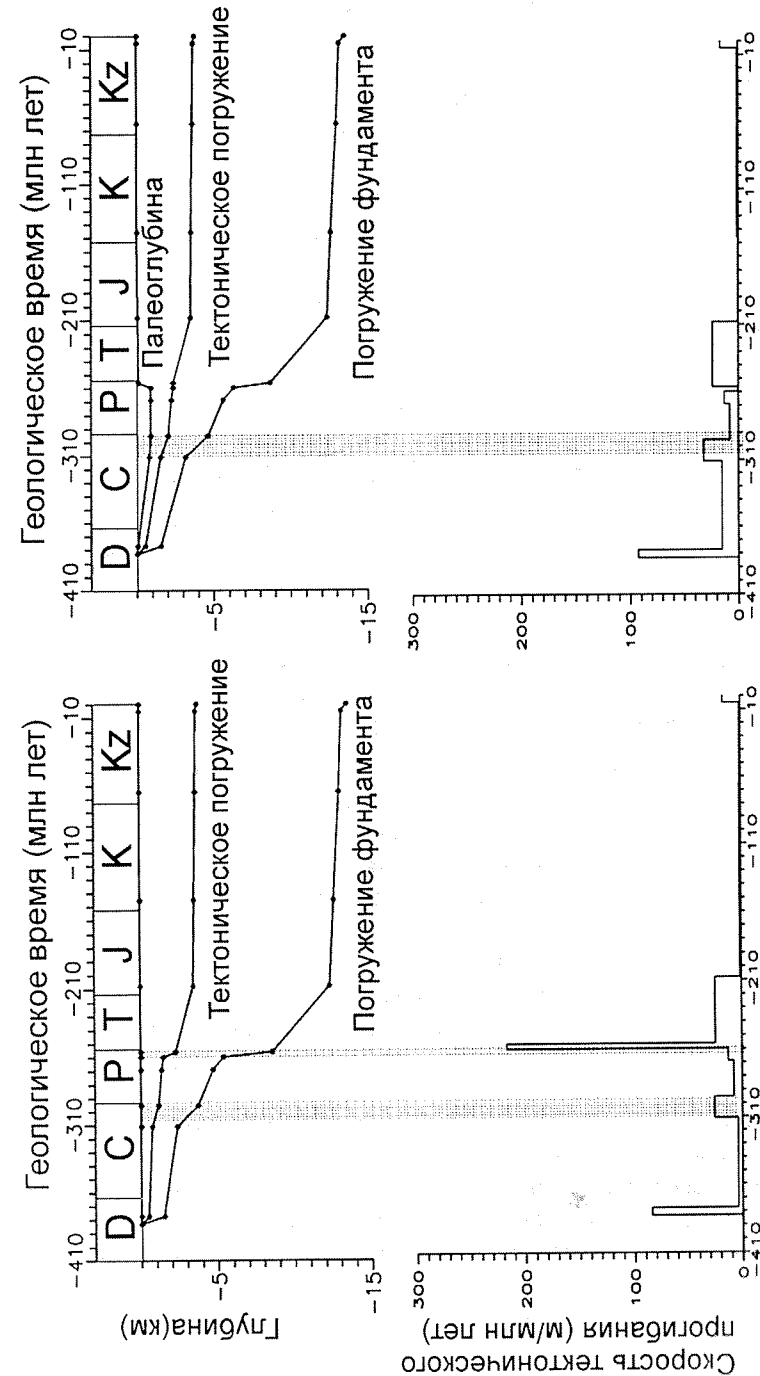


Рис. 2.4. Одномерная история погружения, восстановленная без учета палеоглубин бассейна (слева) и с их учетом (справа). По [Коротяев, 1998]. Сводный разрез центра Прикаспия.

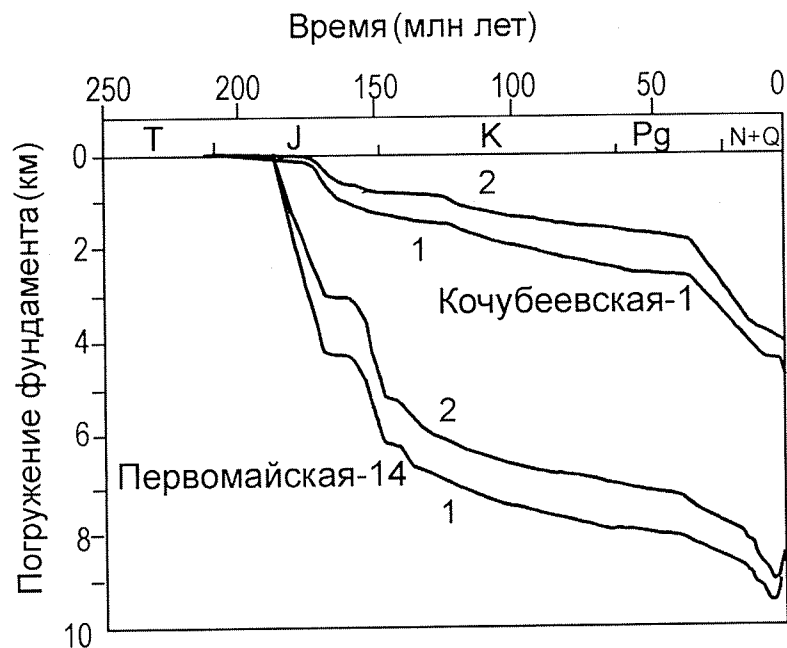


Рис. 2.5. Кривые погружения фундамента для скважин Кочубеевская-1 и Первомайская-14 (Восточное Предкавказье), построенные без учета (1) и с учетом (2) поправки на уплотнение пород. По [Болотов, 1996].

Известно, что общее погружение фундамента есть результат действия двух факторов: первый — термомеханические процессы (эндогенные факторы); второй — нагрузка вышележащих толщ (экзогенный фактор). В англоязычной литературе для термомеханической компоненты общего погружения прочно закрепился термин «тектоническое погружение» (tectonic subsidence).

Традиционно используются два типа тектонического погружения (по-англ. air-loaded и water-loaded). Геологический смысл этих величин прост: как погружался бы фундамент, если бы не было осадков, — в континентальных условиях в первом случае, и в подводных условиях во втором случае. Т. е. в первом случае нагрузка осадков полностью удаляется (заменяется атмосферным давлением), а во втором она заменяется весом водного столба.

Тектоническое погружение первого типа в чистом виде представляет собой тектоническую (термомеханическую, эндогенную) составляющую погружения, и, следовательно, точно соответствует значению термина. Ввиду этого в дальнейшем по умолчанию (т. е. если явно не оговорено) термин «тектоническое погружение» будет использоваться в его первом значении.

Для получения тектонического погружения необходимо определить, какая его часть обусловлена нагрузкой осадков. Вес осадков может поддерживаться либо только за счет выталкивающей (архимедовой) силы на границе литосфера–астеносфера, либо плюс к этому и за счет упругости литосферы. То, какой из этих механизмов имеет место, обуславливает выбор модели изостатической компенсации вертикальной нагрузки — локальной или региональной.

При локальной изостазии вес осадков должен быть равен весу «вытесненной жидкости» — астеносферы, и, таким образом, тектоническое погружение равно

$$\Delta z_{tect} = \Delta z_{total} \left(1 - \frac{\langle \rho_{sed} \rangle}{\rho_{ast}} \right) = \Delta z_{total} \left(1 - \frac{\int \rho(z) \cdot dz}{\Delta z_{total} \cdot \rho_{ast}} \right)$$

где $\langle \rho_{sed} \rangle$ — средняя плотность осадков (включая водную толщу), ρ_{ast} — плотность вещества астеносферы на границе литосфера–астеносфера (на глубине изостатической компенсации).

Плотность осадков в зависимости от пористости дается выражением

$$\rho(z) = \varphi(z) \cdot \rho_w + (1 - \varphi(z)) \cdot \rho_m,$$

где ρ_w — плотность воды, ρ_m — плотность минеральной матрицы породы.

В случае региональной изостазии часть погружения, вызванная нагрузкой осадков, определяется из решения уравнения изгиба тонкой упругой пластинки, плавающей на поверхности жидкости (астеносферы) с плотностью ρ_{ast} .

$$D \cdot w^{IV} + \rho_{ast} \cdot g \cdot w = \langle \rho_{sed} \rangle g \Delta z_{total} = \int \rho(z) \cdot g \cdot dz.$$

Здесь D — жесткость пластинки на изгиб, $w(x)$ — вертикальное смещение пластинки, вызванное нагрузкой осадков, интеграл в правой части представляет собой вес колонки осадков. Тектоническое погружение определяется вычитанием из полного погружения величины вертикального отклонения w , связанного с массой осадков:

$$\Delta z_{tect} = \Delta z_{total} - w.$$

Подробнее вопрос о выборе модели изостатической компенсации будет рассмотрен в следующей главе.

Важность тектонического погружения определяется тем, что оно характеризует тектонические процессы в «чистом» виде, что позволяет использовать его для качественной интерпретации тектонической истории бассейнов. За последнее десятилетие разными авторами был проведен геонисторический анализ многих осадочных бассейнов и были получены характерные виды кривых тектонического погружения

различных типов бассейнов (рис. 2.6, см. прил.): бассейнов растяжения [McKenzie, 1978; Royden, Keen, 1980], бассейнов передового прогиба [Beaumont, 1981], окраинных бассейнов (бассейнов пассивных окраин) [Steckler, Watts, 1982], внутрикратонных бассейнов [Quinlan, 1987] и др. Эти исследования показали, что для каждого из типов бассейнов седиментации характерен свой вид кривой тектонического проседания [Angevine et al., 1990]. Сравнивая «эталонные» кривые с кривой тектонического погружения, полученной по реальному разрезу конкретного региона, можно выделить те или иные тектонические этапы в развитии последнего. Кроме этого, тектоническое погружение может быть использовано в качестве репера при построении тектонических и термических моделей эволюции литосферы [Галушкин, 1998].

Еще одной важной характеристикой является скорость тектонического погружения (рис. 2.4), характеризующая интенсивность тектонических процессов. Она оказывается очень удобной при корреляции событий в различных областях, сопоставлении их интенсивности и последовательности во времени.

2.1.7. ДВУХ- И ТРЕХМЕРНЫЙ АНАЛИЗ ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ

Двухмерные реконструкции

Следующим естественным шагом является переход от одно- к двухмерным реконструкциям. При этом в качестве «осадочной записи» берется геологический разрез, построенный на основании или нескольких скважин, или сейсмического профиля, остальные исходные данные те же, что и в одномерном моделировании. Основным результатом — двухмерные палеоразрезы в любой произвольно выбранный момент времени.

Самый простой путь осуществить двухмерные реконструкции — это разбить разрез на псевдоскважины (рис. 2.7), по каждой из них выполнить одномерную реконструкцию и произвести обратное преобразование к двухмерной конфигурации.

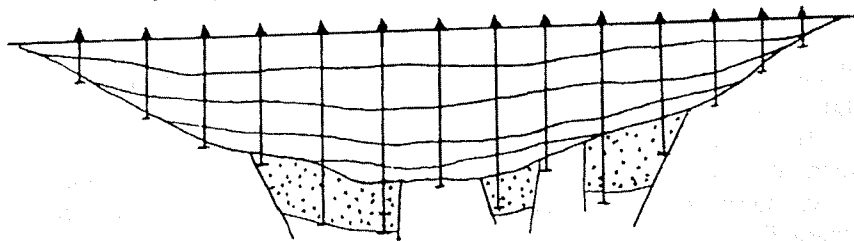


Рис. 2.7. Схема, иллюстрирующая представление двухмерной структуры бассейна набором псевдоскважин.

Эта методика приемлема при отсутствии существенных горизонтальных движений и разрывов сплошности среды. Но есть случаи, когда такой псевдодвухмерный подход оказывается не совсем удовлетворительным — например, когда существенное значение в развитии бассейна играли сдвиги по (не вертикальным) разломам или имело место сжатие с образованием складок.

В случае невыполнения этих условий необходимо использовать существенно двухмерные методики и алгоритмы.

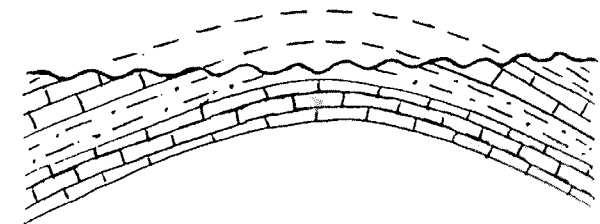
Оценка величины эрозии и палеобатиметрии из разреза

В некоторых случаях даже с помощью псевдодвухмерных реконструкций возможно получить результаты, которые невозможно получить при одномерных реконструкциях. Это возможность восстановления размывтых мощностей из геометрии разреза и возможность восстановления палеобатиметрии по форме клиноформ.

Если мощность слоя непосредственно после отложения была выдержана по простиранию (или подчинялась какой-нибудь простой закономерности, например, линейно убывала), а потом в некоторый интервал времени часть слоя была срезана (в результате изгиба, или моноклинального подъема, или врезания речной долины), то на основании мощности оставшейся части слоя возможно восстановить исходную мощность (рис. 2.8, 2.9) простой интерполяцией мощности несрезанной части.

При клиноформном осадконакоплении на основании геометрии клиноформы возможно определить глубину моря (рис. 2.10, 2.11). Клиноформа имеет шельфовую часть, склоновую и донную. Разница глубин между шельфовой и донной частями составляет глубину моря. Шельфовую часть можно считать расположенной горизонтально, глубину моря на шельфе можно условно принять равной 10 м. Так как промежуток времени, в течение которого происходит отложение клиноформы, сравнительно небольшой по отношению к масштабам времени тектонических процессов, и размеры клиноформы сравнительно малы по отношению к характерным размерам тектонических процессов, то можно считать, что за время отложения 1–2 клиноформ не про-

Рис. 2.8. Схема, иллюстрирующая процедуру восстановления срезанной части разреза на основании интерполяции оставшихся частей слоев.



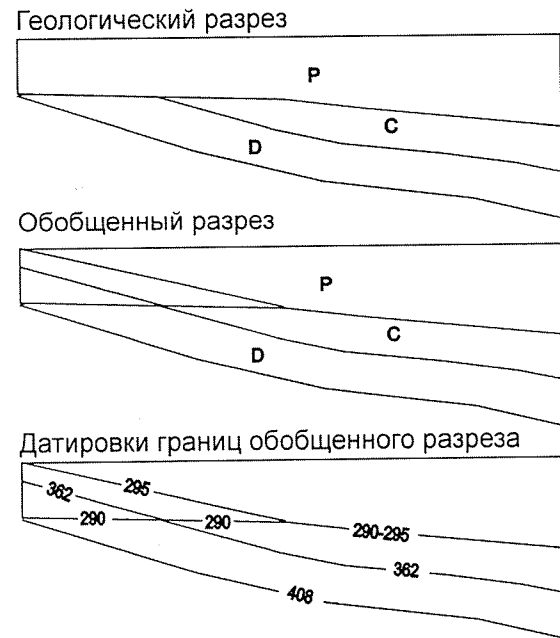


Рис. 2.9. Схематический пример восстановления срезанной части разреза, иллюстрирующий способ построения обобщенного разреза (на котором присутствуют срезанные слои) и задание датировок границ сроднированных и оставшихся слоев.

Цифры означают геологический возраст границ в млн лет. *D* — девон, *C* — карбон, *P* — пермь.

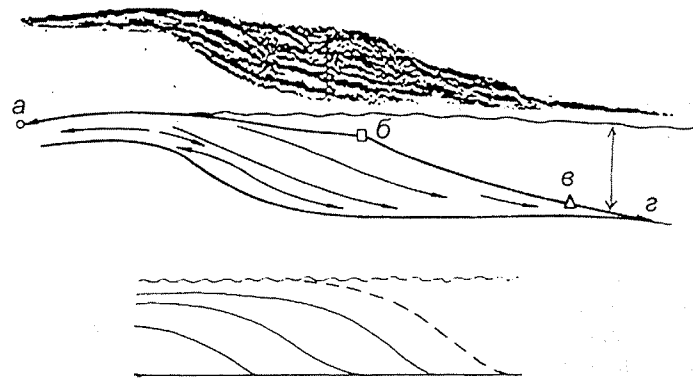


Рис. 2.10. Схема, иллюстрирующая процедуру восстановления палеоглубин по форме клиноформ. По [Кунин и др., 1989].

На основании анализа формы и сейсмической записи клиноформа может быть подразделена на шельфовую (*a-b*), склоновую (*b-e*) и донную (*e-z*) части.

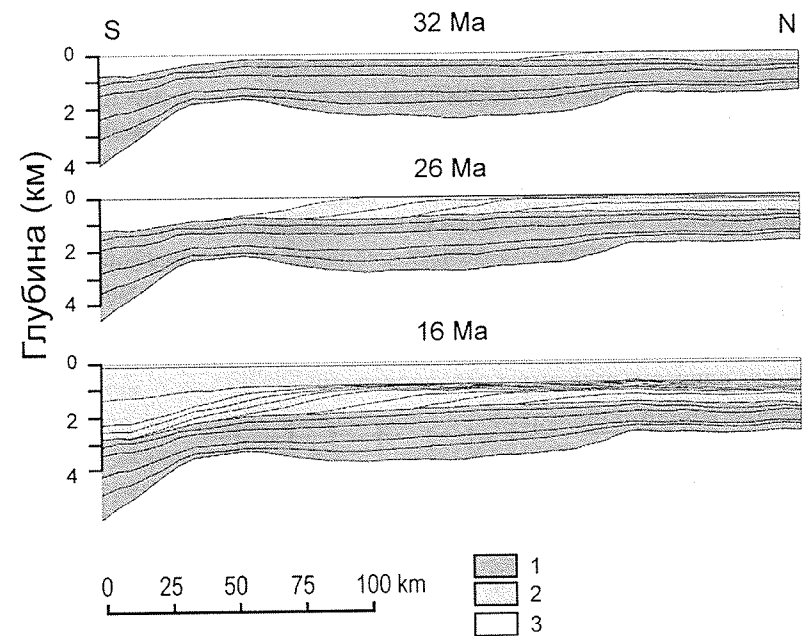


Рис. 2.11. Пример восстановления палеоглубин Майкопского бассейна Восточного Предкавказья по форме клиноформ. По [Ershov et al., 1998].

исходит существенной деформации разреза и, таким образом, на основании положения шельфовой части последующих клиноформ определить форму текущей клиноформы.

Учет разрывных нарушений и складкообразования

Основную трудность представляют смещения по разломам, так как обычно в осадочных бассейнах горизонтальные перемещения аккомодируемые за счет образования складок небольшие и ими можно пренебречь. При смещении же по разломам даже небольшие горизонтальные перемещения могут быть связаны со значительными вертикальными (надо учитывать, что характерные горизонтальные и вертикальные размеры в осадочных бассейнах обычно значительно различаются — часто в 10 и более раз).

В принципе возможно учесть смещения вдоль разломов с простой геометрией в рамках псевдодвухмерного подхода. Для вертикальных разломов все просто, достаточно взять две рядом стоящие псевдоскважины, расположенные по разным сторонам разлома; не надо даже вносить каких-либо изменений в алгоритм. Главная трудность при не вертикальных разломах связана с тем, что глубина каждой границы зада-

ются в точках, приуроченных к псевдоскважинам по горизонтали. Для крутопадающих разломов небольшое смещение по горизонтали может быть связано с большим смещением по вертикали, а это приводит к большим искажениям геометрии слоев при использовании псевдодвухмерного подхода. Если нас не интересует геометрия разреза в окрестности разлома, то можно использовать достаточно частую сетку псевдоскважин в окрестности разлома и специальный алгоритм, устанавливающий соответствие между реальной геометрией и ее представлением на сети псевдоскважин (рис. 2.12). Для крутопадающих разломов можно пренебречь горизонтальными смещениями; если разломы прямые то можно учесть горизонтальные смещения соответствующим сдвигом/раздвигом псевдоскважин.

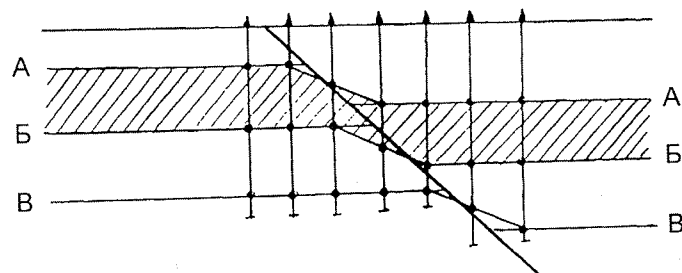


Рис. 2.12. Схема, иллюстрирующая искажения разреза, возникающие при псевдодвухмерном представлении смещений по разлому.

A, B, B — стратиграфические маркеры (границы).

Очень важно правильно вводить мощности слоев, так чтобы после восстановления целостности слоя в какой-то из моментов прошлого, они совпали, иначе эта ошибка ввода данных проявится как синседиментационная активность разлома.

Восстановление балансированных разрезов и спрямление складок

В случае разломов со сложной геометрией или при необходимости восстановить геометрию разреза в окрестности разлома необходимо использовать методику восстановления балансированных разрезов или какое-либо ее расширение. При складках, образовавшихся в результате горизонтальных движений, методику спрямления складок (unfolding). Здесь приводится лишь краткое описание основных принципов, лежащих в основе данных методик, более подробное изложение читатель может найти в соответствующих руководствах [Suppe, 1982, Woodward et al., 1988].

При задании разреза определяется геометрия слоев и линии разломов, вдоль которых происходит скольжение. Методика восстановления балансированных разрезов основана на трех основных предположениях:

1. объем породы при деформации не изменяется;
2. предположение о плоской деформации, т. е. не было деформации в направлении, ортогональном к разрезу (и следовательно площадь слоев на разрезе при деформации не изменилась);
3. длина слоя на разрезе оставалась постоянной при деформации.

Второе предположение о плоской деформации означает, что в прилегающих разрезах укорочение вдоль каждого слоя будет приблизительно одинаковым, если деформированная область не расширяется и не сужается.

Иногда последнее предположение о сохранении длины/мощности слоя при деформации не выполняется: (1) в случае когда имеет место вязкое перетекание материала (или развит кливаж); (2) надвиги внутри слоя, которые не фиксируются на разрезе (т.е. надвиговые пластины слишком малого размера, и они локализованы между используемыми стратиграфическими маркерами) — это равносильно вязкой деформации в масштабе разреза. Если третье предположение выполняется, то используется техника, основанная на сохранении длины слоя, иначе — его площади.

При выполнении этих предположений алгоритм восстановления разрезов состоит в следующем (рис. 2.13). Сперва необходимо определить додеформационную стратиграфическую мощность разреза — на основании мощности прилегающей недеформированной части разреза. Недеформированная часть разреза называется шаблоном; слои в шаблоне могут быть параллельными (шаблон типа слоеного пирога) или наклонными (клиновидный шаблон). Затем определяется положение на разрезе, где не было межслойного скольжения (как при разломе — так и при надвигообразовании). Линия поперечная слоистости, проведенная в

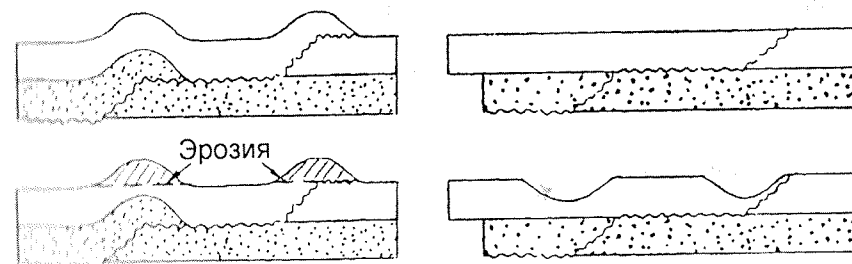


Рис. 2.13. Схема, иллюстрирующая основной принцип процедуры восстановления балансированных разрезов.

этом месте, называется линией закрепления. Желательно найти линию закрепления по обеим сторонам от деформированной части.

В случае выполнения третьего предположения дальнейший алгоритм основывается на сохранении длины слоя. Измеряется длина каждого стратиграфического маркера (такого как граница между слоями) на разрезе между линиями закрепления. Разрез балансируется, если все маркирующие горизонты имеют одинаковую длину (там, где не было эрозии — если была эрозия, то необходимо отрисовать форму эродированных частей слоев). Окончательно разрез отстраивается от линии закрепления с сохранением длины маркеров. Мощности слоев отстраиваются в соответствии с шаблонами: (1) выбирается наиболее молодая линия разлома, (2) все слои, лежащие выше разлома, сдвигаются вдоль линии разлома до ее конца и располагаются горизонтально с сохранением длин, (3) если еще остались линии разломов, все повторяется, начиная с шага 1. Не всякий разрез возможно восстановить с помощью этой процедуры, так как невыполнение вышеуказанных условий может привести к геометрической несовместности — возникновению пустот или наложений. Основная проблема здесь состоит в необходимости корректного задания разреза — его «балансировки» — еще до восстановления, отчего и возникло название — восстановление балансируемых разрезов. Производится это путем проб и ошибок, т. е., сначала задается разрез, после этого проверяется, является ли он сбалансированным; если нет, разрез корректируется и процедура повторяется. Следует отметить, что, как правило, перекрывающиеся породы оказываются «слишком длинными» по отношению к фундаменту. Отсюда можно вывести, что они расслоены, т. е. имело место скольжение перекрывающихся пород относительно фундамента. Горизонт, по которому происходило это скольжение, называется подошвенным разломом (sole fault).

В случае невыполнения третьего предположения используется техника, основанная на сохранении площади слоя. Измеряется площадь между стратиграфическими маркерами и разрез отстраивается от линии закрепления с сохранением площади слоев (рис 2.13). Мощности на краях определяются в соответствии с шаблонами.

Если разломообразование сопровождается возникновением складок, то для их спрямления предполагается параллельная складчатость, свободное межслойное скольжение и, как следствие этого, сохранение длин и мощностей слоев.

Алгоритм спрямления складок состоит в следующем (рис. 2.14): (1) выбирается линия закрепления, на которой предполагается отсутствие межслойного скольжения, (2) слои выпрямляются и располагаются горизонтально с сохранением длины и мощности. В случае непараллельной складчатости необходимо оценить изменение мощностей

слоев. Если эта поправка не слишком значительна, то необходимо скорректировать разрез, чтобы привести его к сбалансированному виду, иначе соответствующие поправки необходимо ввести при вычислениях. Универсального алгоритма в этих случаях не существует, как правило, используется методика, основанная на сохранении площади слоя вместе с некоторыми предположениями относительно длин границ или мощностей слоев.

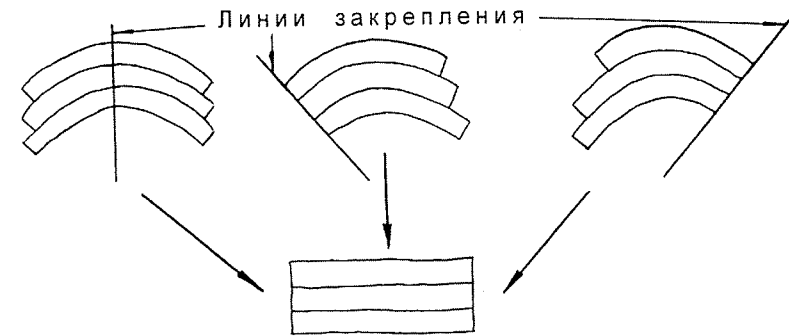


Рис. 2.14. Схема, иллюстрирующая основной принцип процедуры спрямления складок.

Слабость данной техники состоит в том, что она основана на сохранении длины и площади, а эти предположения не всегда выполняются. Перспективы видятся в разработке более совершенной техники, которая приводит прямо к балансируемому решению, а не только оценивает сбалансированность разреза. Она должна быть основана на специфическом механизме деформации и механической интуиции, так как форма структур отражает механизм их образующий (как, например, восстановление складок с разломами в ядре).

Необходимо отметить, что часто решение не единственно, даже если все предположения удовлетворены и все сделано правильно.

Учет диапиризма

Пластическое перетекание материала при соляном диапиризме изменяет мощность слоя соли в процессе эволюции бассейна. Будем предполагать при двухмерных реконструкциях, что перетекание происходит в плоскости разреза, т. е. площадь слоя адекватно представляет объем вещества слоя. Возможны два пути: первый — исключить эффект диапиризма путем усреднения данных по разрезу (поскольку при перетекании полный объем слоя не меняется, а происходит лишь перераспределение материала, то на усредненных по разрезу параметрах

рах влияние диапиризма не скажется); второй — учесть эффект перетекания, основываясь на сохранении площади и принимая некоторые упрощающие предположения о форме диапира и распределении мощностей слоя до начала диапиризма (как, например, диапир имеет прямоугольную форму, мощность слоя соли до начала активного перетекания была постоянной по простиранию).

Более общий подход, предложенный А. Исмаил-Заде [Ismail-Zadeh et al., 1998], совмещает моделирование течения соли путем численного решения уравнения вязкого течения жидкости с последующим включением результатов этого моделирования в рамки кинематической техники, описанной выше. Данный подход следует признать наиболее оправданным, если требуется получить точную картину эволюции бассейна в периоды активного соляного и глиняного диапиризма. Однако он выходит за рамки кинематического анализа, рассматриваемого в данной главе.

Трехмерные реконструкции

При переходе к трехмерным реконструкциям также оказывается удобным псевдомногомерный подход, при котором трехмерный разрез бассейна разбивается на сеть псевдоскважин, для каждой из которых выполняется одномерная процедура, а затем результат снова представляется в трехмерном виде. Все сказанное о псевдодвухмерных реконструкциях, относится и к случаю трех измерений.

Исходные данные: трехмерный геологический разрез, остальные параметры — те же, что и в одномерных и двухмерных реконструкциях. Конечный результат — трехмерные палеоразрезы на любой момент времени.

Так как трехмерные сейсмические исследования на данный момент редки, то построение трехмерного геологического разреза является первой задачей при трехмерном моделировании. В качестве исходных данных используются разрезы скважин, сейсмопрофили, карты мощностей некоторых слоев, карты гипсометрии избранных границ, карты со снятыми отложениями, геологическая карта (чем больше тем лучше).

Метод интерполяции, во-первых, не должен вносить ничего нового в разрез, и, во-вторых, поверхность интерполяции должна точно проходить через заданные точки. Поэтому наиболее подходящими методами представляются метод триангуляции с линейной интерполяцией и метод обратных расстояний. Необходимо стремиться к тому, чтобы распределение скважин по территории было достаточно равномерным, чтобы не получить необоснованных результатов в областях с отсутствием данных.

Еще одной особенностью трехмерных реконструкций является необходимость выбора способа представления результатов. Представляется наиболее рациональным хранить результат в виде компьютерной базы данных и при необходимости получать информацию в виде двухмерных палеоразрезов, гипсометрических карт, карт мощностей и карт со снятыми отложениями.

2.1.8. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Область применения статистического анализа огромна, и даже перечислить все возможности статистической обработки полученных результатов не представляется возможным. Здесь отмечены только два основных приложения.

Ошибки и анализ чувствительности

Основные ошибки могут возникать из-за неточности стратиграфической разбивки (неточности определения абсолютного возраста), ошибки задания альтитуды поверхности осадконакопления (эвстатического уровня моря/глубины бассейна), ошибки при оценке величины эрозии, несоответствие реального уплотнения пород рассчитанному.

Для оценки степени влияния этих ошибок на результат проводится, так называемый анализ чувствительности результата к ошибкам во вводимых параметрах. То есть преднамеренно вводятся некоторые ошибки в исходных данных и оценивается степень их влияния на результат.

Мерой отклонения двух результатов как обычно служит обобщенное расстояние между ними. Если в качестве результата рассматривается значение какой-либо величины в какой-либо момент времени — это просто модуль разности этих величин; если результат представляет собой зависимость какой-либо величины от времени, то расстоянием между результатами (или отклонением одного от другого) является среднеквадратичное отклонение

$$\frac{\sqrt{\int_{t_0}^{t_1} (v_1(t) - v_2(t))^2 dt}}{(t_1 - t_0)}$$

Анализ набора скважин

Результаты истории погружения по одной скважине не всегда могут быть признаны представительными для всего региона, так как мощности слоев, определенные на основании скважинных данных,

могут отражать случайные вариации режима осадконакопления или каких-либо местных тектонических факторов. Обычный метод в таких случаях — использовать набор скважин. История погружения по каждой скважине набора рассчитывается обычным образом, после этого производится статистическое усреднение результатов по всем скважинам. Однако при усреднении данных по набору скважин возникает другая проблема, связанная с представительностью каждой скважины в наборе. Расположение скважин на карте неравномерно, и, как правило, происходит так, что какие-то крупномасштабные тектонические зоны представлены 1–2 скважинами, а какие-то локальные нефтегазоносные структуры могут быть представлены несколькими десятками скважин. Если произвести усреднение, то результаты будут искаженными: блоки с повышенной концентрацией скважин дадут больший вклад в суммарный результат. Выход, который видится в этой ситуации, это предварительная разбивка скважин до моделирования и использования взвешенного усреднения. В качестве рабочего названия этой процедуры Ершовым [1997] был использован термин «взвешенное и иерархическое усреднение». Иерархическое означает, что сначала выделяется несколько масштабных уровней в исследуемой области, затем регион (или регионы) разбивается на тектонические зоны и структуры разного масштаба. Анализ начинается со структур наименьшего масштаба. В пределах каждой структуры производится усреднение по набору попадающих в нее скважин, и на основании этого строится псевдоскважина, характеризующая данную структуру. При переходе на следующий масштабный уровень используются не исходные скважины, а псевдоскважины входящих в нее структур. Взвешенное означает, что при усреднении каждой скважине или псевдоскважине приписывается некоторый вес или представительность, с которым она входит в суммарный результат. Выбор веса зависит от конкретной решаемой задачи, например, если требуется охарактеризовать площадное распределение чего-либо, то в качестве веса может выступать доля в общей площади представляемой данной скважиной зоны. Мерой разброса данных в наборе служит среднеквадратичное отклонение, однако иногда удобно также использовать минимальную и максимальную кривые, представляющие собой верхнюю и нижнюю огибающие области результатов всех скважин набора.

При суммировании и усреднении сначала находится «наименьшее общее кратное» по времени, т. е. производится наиболее дробное членение временного интервала на этапы, так чтобы присутствовала любая граница, присутствующая в какой-либо скважине набора. Затем производится усреднение для каждого этапа (для каждого момента времени):

$$v(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i \cdot v_i(t),$$

где N — количество скважин в наборе, w_i — вес скважины i , v_i — значение усредняемой величины в скважине i , v — среднее значение, стандартное отклонение описывается обычной формулой:

$$\sigma_v(t) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N w_i^2 (v_i(t) - v(t))^2}{\sum_{i=1}^N w_i}}.$$

При усреднении данных вдоль сейсмического профиля вес каждой псевдоскважины может быть выбран пропорционально представляемому ей отрезку профиля.

Следует отметить, что усредняться должны скорости величин, а сами усредненные величины находятся потом путем интегрирования скоростей. Это связано с тем, что разные скважины в наборе пробурены до различных стратиграфических уровней, как правило, очень мало их дошло до фундамента, а при восстановлении погружения отсчет начинается с нуля независимо от того, что это — фундамент или подошва какого-либо стратиграфического уровня, определяемого глубиной бурения, и под ним может еще залегать мощная толща осадков. Таким образом, при пересечении такой границы возникнет неоправданный скачок усредненного погружения, связанный с появлением в наборе скважины со значением погружения 0. При усреднении же скоростей этой трудности не возникает.

2.1.9. ОБСУЖДЕНИЕ И РЕЗЮМЕ

Основным достоинством кинематического анализа является возможность рассчитать и построить палеогеологический разрез (одно-, двух- или трехмерный) для любого момента прошлого. Введение поправки на уплотнение позволяет точнее оценить мощности слоев и, следовательно, точнее восстановить разрез. Применение компьютера делает эту процедуру быстрой, что позволяет легко вносить изменения в модельные параметры и сразу наблюдать влияние этих изменений. В качестве результата получается количественная история погружения/воздымания бассейна со временем, на основании которой могут быть сделаны тектонические или другие выводы. Преимущество количественного подхода состоит в том, что результаты, полученные при моделировании отдельных разрезов (скважин, сеймопрофилей), могут быть подвергнуты статистическому анализу. При наличии большой выборки оказывается возможным проводить сравнение бассейнов, корре-

лизовать отдельные события в разных бассейнах. Кроме этого, важность кинематических реконструкций еще и в том, что они служат основой для динамических, термических, геохимических и других моделей.

Введение поправки на уплотнение (рис. 2.5) почти не влияет на тектоническую интерпретацию истории погружения, однако при расчете эволюции теплового режима и миграции флюидов, а также связанных с ними процессов (например генерации и миграции углеводородов) введение разуплотнения оказывает существенное влияние на результат (через изменение как глубины залегания слоя и, как следствие, температуры и давления, так и физических параметров пород: проницаемости, теплопроводности, теплоемкости).

В одномерных и псевдомногомерных задачах существуют ограничения, связанные с тем, что не должны иметь места существенно двух(трех)мерные явления: в данном случае это могут быть значительные невертикальные движения при сжатии или растяжении литосферы и осадочного покрова.

2.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПОГРУЖЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ

2.2.1. КРАТКИЙ ОБЗОР

Происходящие в литосфере процессы являются одним из наиболее важных факторов, определяющих эволюцию осадочного бассейна. Их влияние может быть разделено на три класса: (1) механическое влияние, связанное с деформациями литосферы и определяющее погружение, приводящее к образованию осадочного чехла и его деформации; (2) термальное влияние, определяемое величиной теплового потока из фундамента в осадочный чехол; (3) термомеханическое влияние интрузий.

Непосредственное моделирование деформаций литосферы является чрезвычайно сложной задачей, решения которой получено только для простых случаев, поэтому важно использовать упрощенные модели. Влияние деформации в литосфере на осадочный бассейн проявляется в его истории погружения и деформации, которую можем определить, расшифровывая «осадочную летопись». Поэтому литосферные деформации в моделях осадочных бассейнов учитываются по возможности кинематически (т. е. без расчета сил и моментов) на основании восстановленной истории погружения или с использованием упрощенных моделей (как, например, модель тонкой упругой пластинки).

Для определения термального влияния необходимо иметь модель термальной эволюции литосферы. Модель тепловой эволюции строит-

ся на основании решения уравнения теплопроводности с учетом радиогенной теплогенерации и деформаций среды, определяемой также кинематически.

Третий фактор представляет собой предмет отдельного исследования и здесь рассматриваться не будет. Интересующегося читателя отсылаем к соответствующей литературе [Kerrick, 1991, Galushkin, 1997].

С точки зрения задачи моделирование бассейнов основная искомая величина — та, которую мы хотели бы иметь на выходе модели — это погружение поверхности, которое определяет образование аккомодационного пространства, которое в дальнейшем будет заполнено осадками, и в конечном итоге образование и эволюцию осадочного бассейна. Поэтому и модели деформации литосферы, рассматриваемые в данном контексте, получили название моделей погружения бассейна.

Погружение бассейна может происходить за счет отклика литосферы на горизонтальную (напряжения растяжения и сжатия) или вертикальную нагрузку, изменений вещества литосферы или изменений в подстилающей литосфере мантии. Основные механизмы погружения осадочных бассейнов могут быть разделены на следующие группы:

I. Отклик на горизонтально приложенные напряжения: механическое перераспределение вещества как результат отклика литосферы на горизонтально приложенные силы в обстановках: А) растяжения, Б) сжатия, В) транспресии/транстенсии.

II. Упругий отклик литосферы на вертикальную нагрузку одного из следующих типов:

А) механически смещенное вещество: 1 — рельеф, 2 — коровые корни, 3 — литосферные корни, 4 — внедрения мантийного материала в кору, 5 — интрузии.

Б) Изменение плотности вещества литосферы (в результате: 1 — термального расширения/сжатия пород, 2 — уплотнения осадков, 3 — физико-химических превращений — диагенеза и метаморфизма, фазовых переходов).

III. Отклик на изменение нижних граничных условий в результате мантийных процессов.

Образование и эволюция бассейнов в обстановке растяжения относительно хорошо изучены, предложенные модели достаточно хорошо описывают реальные данные, но даже и в этом случае остается много нерешенных проблем. Поведение бассейнов в обстановке сжатия, а также механизмы погружения за счет разных видов вертикальной нагрузки изучены намного хуже, и в настоящее время законченной и хорошо проверенной модели таких бассейнов не существует.

Единственным точно известным на современный момент ограничением, которому должна удовлетворять любая модель, является тре-

бование изостатической компенсации, с рассмотрения которой начнем данную главу. Наиболее известные из геодинамических моделей осадочных бассейнов — это модели рифтинга и пострифтового термального погружения [McKenzie, 1978], модель образования предгорного прогиба за счет изгиба литосферы под нагрузкой орогена [Beaumont, 1981; Jordan, 1981], модели погружения за счет синкомпрессионного вдавливания [Cloetingh et al., 1989, Karner, 1986] или фазовых переходов [Артюшков, 1993; Podladchikov et al., 1994], которые и будут кратко рассмотрены.

2.2.2. ЛОКАЛЬНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ИЗОСТАЗИЯ

Изостатическая компенсация вертикальной нагрузки является одним из важнейших факторов, определяющих архитектуру бассейна. Понятие изостази было введено в геофизику в середине прошлого века. При измерениях поля земного тяготения было обнаружено, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических измерениях, а также, что поле силы тяжести в океанах почти такое же, как и на континентах. Следует учесть и тот факт, что в целом фигура Земли близка к равновесной фигуре вращающейся жидкости. Все это дало основания для вывода, что главные топографические особенности Земли гидростатически глобально скомпенсированы. Наглядно это можно представить так, как будто твердая литосфера плавает на жидкой в геологических масштабах времени астеносфере.

Термином «изостазия» обозначается принцип гидростатического равновесия применительно к литосфере Земли. Условие изостатического равновесия может быть выражено в виде следующего утверждения: полная масса любого вертикального столба единичного сечения от поверхности до глубины изостатической компенсации постоянна. Глубина изостатической компенсации определяется как такая глубина в мантии Земли, на которой мантийные породы в геологических масштабах времени текут подобно жидкости.

Однако полное изостатическое равновесие достигается только регионально. Детальные гравиметрические измерения показали, что в масштабах порядка нескольких сот километров существуют отклонения от изостатического равновесия, характеризующиеся аномалиями силы тяжести. Так, например, недеформированные предгорные области часто характеризуются значительными отрицательными аномалиями. Это обстоятельство получило объяснение в рамках модели, учитывающей упругие свойства самой литосферы. При этом считается, что вертикальная нагрузка компенсируется не локально, за счет выталкивающей (архимедовой) силы вызванной опусканием подошвы лито-

сферы непосредственно под местом приложения нагрузки, а регионально, т. е. за счет выталкивающей силы, вызванной упругим прогибом всей литосферы. При этом ширина области прогибания определяется упругими свойствами литосферы, и в частности, параметром, именуемым эффективной упругой толщиной (ЭУТ) литосферы.

Изначально концепция региональной изостази была применена для объяснения изгиба океанической литосферы под нагрузкой цепей вулканических островов и в зонах субдукции. Предположение, что вес островной цепи поддерживается за счет упругого изгиба океанической литосферы позволило получить очень хорошую сходимость результатов расчетов с наблюдениями [см., например, Теркот, Шуберт, 1985]. Этот факт, свидетельствующий о том, что океаническая литосфера под действием нагрузки ведет себя как упругая плита на жидком основании, привел большинство исследователей к вере, что и континентальная литосфера, несравненно более сложная, ведет себя подобным же образом. Таким образом, общепринятая в недавнем прошлом концепция, утверждающая, что горы поддерживаются за счет утолщения коры непосредственно под ними, дополнилась в последнее время (70-е–80-е годы) другой, согласно которой горные цепи находятся лишь в региональном изостатическом равновесии, причем топография, равно как и глубинная нагрузка (положительная или отрицательная), поддерживаются не только за счет утолщения коры, но и за счет упругого изгиба твердой континентальной плиты (или плит), что и является причиной образования предгорных прогибов. Дальнейшие исследования позволили обнаружить влияние этого фактора также и на погружение рифтовых бассейнов. Региональная изостазия, в частности, считается ответственной за подъем плечей рифта (совместно с термальным подъемом).

В общем механизм изостатической компенсации характеризуется жесткостью литосферы на изгиб (или эквивалентной ей эффективной упругой толщиной) [Теркот, Шуберт, 1985], которая зависит от реологических свойств литосферы, которые в свою очередь зависят от термического режима литосферы, величины приложенных напряжений и величины прогиба [Вигор, Диамент, 1995]. Области с прогретой литосферой обладают малой изгибной жесткостью, и, таким образом, здесь нагрузка компенсируется почти локально. Локальная изостазия может рассматриваться как частный случай региональной при малой изгибной жесткости.

Характерная длина волны упругого прогибания литосферы зависит от эффективной упругой толщины литосферы $\lambda \propto T_c^{3/4}$ [Теркот, Шуберт, 1985]. Нагрузка, равномерно распределенная на расстоянии большем λ , будет приблизительно локально компенсирована. Следовательно, в этом случае соотношения для локальной изостази вполне удовлетво-

рительно описывают ситуацию. Уравнения региональной изостазии следует привлекать только в случаях неоднородно распределенной поверхностной нагрузки, как в случае рифтовых бассейнов или бассейнов передовых прогибов.

Применительно к задаче моделирования бассейнов можно отметить, что если локальная изостазия влияет только на величину погружения, вызванного другими причинами, то региональная в некотором смысле может рассматриваться как самостоятельная причина погружения бассейна, как, например, в случае погружения предгорных прогибов, если рассматривать бассейн отдельно от орогена, нагрузка которого и вызывает погружение.

2.2.3. УПРУГОЕ ПРОГИБАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Региональная изостазия реализуется за счет упругого прогибания литосферы. Считается, что в первом приближении механический отклик литосферы на приложенную вертикальную или горизонтальную нагрузку может быть описан в рамках модели тонкой упругой пластинки. Т. е. реакция (прогибание) литосферы на приложенную нагрузку эквивалентна реакции (прогибанию) тонкой упругой пластинки с соответствующим образом подобранными свойствами. Такая пластинка называется эквивалентной упругой пластинкой. Она характеризуется своей толщиной (иначе называемой эффективной упругой толщиной литосферы) и положением срединной поверхности. Модуль Юнга эквивалентной пластинки выбирается приблизительно равным модулю Юнга литосферных пород (70–90 ГПа).

Уравнение, описывающее изгиб тонкой упругой пластинки, плавающей на жидком основании с плотностью ρ_{ast} в простейшем случае цилиндрического изгиба (и следовательно, плоской деформации) имеет вид (Биргер, 1992):

$$\frac{d^2}{dx^2} \left(D(x) \frac{d^2 w}{dx^2} \right) + \frac{d}{dx} \left(P \frac{dw}{dx} \right) + (\rho_{ast} - \rho_{sed}) \cdot g \cdot w = q(x).$$

Здесь $D(x)$ — жесткость на изгиб, P — горизонтальные растягивающие или сжимающие силы на боковых границах пластинки, $w(x)$ — вертикальное смещение пластинки, последний член в левой части учитывает влияние выталкивающей архимедовой силы, действующей со стороны астеносферы на литосферу, и нагрузки осадков, $q(x)$ — другие виды вертикальной нагрузки (например, нагрузка рельефа). Эффективная упругая толщина (ЭУТ) литосферы T_e связана с изгибной жесткостью D соотношением

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12 \cdot (1 - \nu^2)},$$

где E — модуль Юнга, ν — коэффициент Пуассона. Она имеет величину порядка нескольких десятков километров и меняется по латерали и со временем. Зависимость ее от времени обычно представляют либо кусочно-постоянной, либо связывают с некоторой изотермой, либо вычисляют на основании реологической модели литосферы.

Изучение изгиба океанической литосферы показало, что ее ЭУТ зависит от возраста литосферы и соответствует глубинам между изотермами 300 и 600 °С модели остывающей плиты [Watts et al., 1980]. Существует много оценок величины эффективной упругой толщины литосферы для континентальной реологии — главным образом на основании изучения передовых прогибов, послеледниковых поднятий и корреляции рельефа и гравияномалий [McNutt et al., 1988; Watts, 1992 и др.].

Однозначной зависимости от возраста не получено, однако отмечено, что зависимость подобна океанической с учетом реологической слоенности континентальной литосферы. Буров и Диамант [Burov, Diament, 1992, 1995] показали, что ЭУТ континентальной литосферы зависит как минимум от четырех параметров: теплового режима и слоенности литосферы, величины приложенных сил и кривизны плиты.

Бассейны предгорных прогибов

Как уже говорилось, данная модель широко привлекается в первую очередь для объяснения погружения предгорных прогибов. Модель погружения предгорного прогиба в результате упругого прогибания литосферы под действием нагрузки надвинутых покровов была предложена Джорданом [Jordan, 1981] и Бомоном [Beaumont, 1981]. Бомон использовал вязкоупругую реологию, в то время как Джордан — чисто упругую. В дальнейшем остановились на чисто упругой реологии, так как однородная вязкоупругая литосфера не могла бы долгое время поддерживать необходимые внутриплитные напряжения. Впоследствии данная концепция была использована в большом количестве исследований. Первоначально моделирование в рамках данной концепции было направлено на демонстрацию возможности объяснения данным фактором образования предгорных прогибов. Очень скоро было осознано, что только нагрузка рельефа в большинстве случаев недостаточна для того, чтобы объяснить наблюдаемое погружение бассейна. В результате модельная система была усложнена, и кроме нагрузки покровов стали использовать некоторые дополнительные факторы, такие как внутрикоровая нагрузка за счет внедрения в кору тяжелого ма-

териала или фазовых переходов [Karner, Watts, 1983], изгибающий момент, действующий со стороны пододвигающейся плиты [Sheffels McNutt, 1986], нагрузка литосферных корей [Brunet, 1986]. К сожалению, эти факторы не поддаются экспериментальной проверке но, благодаря этой неопределенности с их помощью удалось получить удовлетворительное объяснение во всех случаях.

В целом следует отметить, что данная модель хорошо описывает асимметричную форму предгорного прогиба и наличие периферийного поднятия в таких бассейнах. Кроме того, она исходит из тех же принципов, что и хорошо подтвержденная модель упругого прогибания океанической литосферы в зоне субдукции и под нагрузкой островных цепей, хотя упругие свойства континентальной литосферы не настолько хорошо определены как океанической.

Типичные модельные конфигурации показаны на рис. 2.15. Различают случаи с литосферой, сохраняющей целостность под орогеном (continuous plate model) и не сохраняющей (broken plate model). В качестве граничных условий задаются смещения и моменты (они = 0) на краях, нулевой момент (для сломанной плиты) или нулевую первую про-

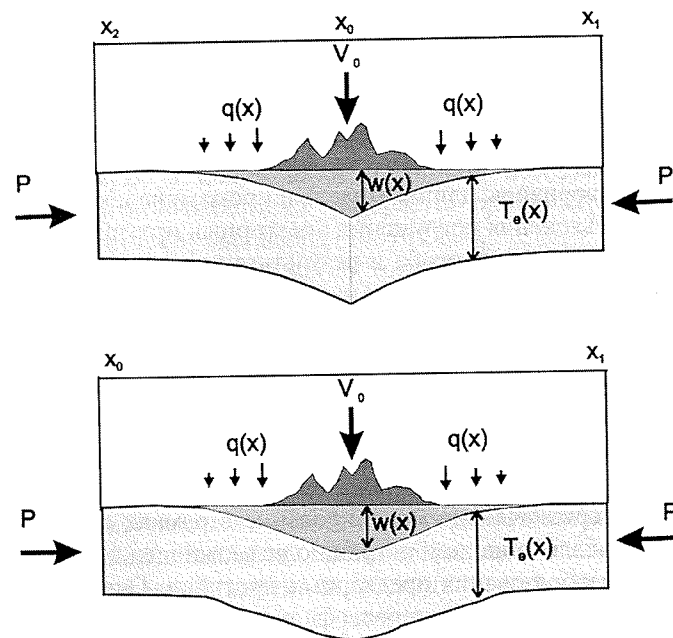


Рис. 2.15. Модельная конфигурация при моделировании упругого прогибания литосферы под нагрузкой орогена в случае цельной плиты (снизу) и плиты с нарушенной сплошностью (сверху).

изводную (для цельной плиты) под орогеном и так называемое изостатическое условие, т. е. требование равенства суммарной выталкивающей силы всей системы полному весу орогена.

Мощность литосферы при упругом изгибе не меняется, и поэтому термический эффект связан только с увеличением глубины и экранировкой мощного неконсолидированного осадочного покрова. Если возникновение орогена связано с закрытием океана, причем субдукция была направлена под бассейн, то необходимо учитывать термальный эффект, связанный с изменением характера конвекции в мантии над субдуцирующей плитой и соответствующее изменение теплового потока из мантии в литосферу.

Синкомпрессионное вдавливание и инверсии бассейнов

Первые попытки объяснить вертикальные движения земной поверхности как результат упругого отклика литосферы на горизонтальные приложенные напряжения были предприняты еще в начале нашего столетия Смолуховским, а затем Вейнинг-Мейнецем [см. обзор в работе Stephenson, Cloetingh, 1991]. В последние две декады данный механизм был использован для объяснения и моделирования внутриплитной складчатости [в Индийском океане: Weissel et al., 1980; Zuber, 1987; в Австралии: Stephenson, Lambeck, 1985; в Канаде: Stephenson et al., 1990; в горной Азии: Nikishin et al., 1993; Beekman, 1994; и даже на всей территории Евразии: Nikishin et al., 1997], а также как одна из причин погружения бассейнов [Karner, 1986; Cloetingh et al., 1989; Kooi et al., 1991].

Механически продольная нагрузка может вызвать поперечные движения плоской упругой пластинки только после того, как приложенная сила превысит некоторое критическое значение. Изгиб пластинки в этом случае происходит в результате того, что изогнутое состояние становится энергетически более выгодным. Было показано, что литосфера не может деформироваться таким образом [см. обзор в работе Stephenson, Cloetingh, 1991], так как критическая сила литосферы, во-первых, много больше сил, источники которых могут быть найдены в рамках тектоники плит, и, во-вторых, значительно превышает предел прочности пород литосферы. Второе ограничение особенно важно, так как оно означает, что литосфера «сломается» задолго до того, как будет достигнута требуемая сила. Но горизонтальные силы могут привести к вертикальным движениям в случае если, эквивалентная пластинка не плоская, т. е. ее срединная поверхность имеет некоторый изгиб еще до начала деформации. Предизгиб срединной поверхности эквивалентной пластинки является результатом неоднородностей

структуры и термального состояния литосферы. Вертикальные движения в этом случае представляют собой результат усиления тех неоднородностей, которые обладают соответствующей длиной волны [Karner et al., 1993]. Различают два вида такого усиления: упругое и пластическое. В первом случае амплитуда вызванных движений остается постоянной со временем, во втором — возрастает при условии постоянства приложенной силы. В обоих случаях величина вертикальных движений зависит от величины исходных неоднородностей и величины приложенной силы. Показано [Ershov, 1999], что даже небольшие термальные аномалии могут создать достаточно большие отклонения срединной поверхности (более 50 км), при которых величина вертикальных движений будет значительной даже при средних величинах приложенных сил. А в случае значительных неоднородностей термического режима и структуры литосферы и больших приложенных силах амплитуда вертикальных движений может достигать нескольких километров [Коротаев, 1998].

2.2.4. РАСТЯЖЕНИЕ И ПОСЛЕДУЮЩАЯ ТЕРМАЛЬНАЯ РЕЛАКСАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Традиционно выделяют два типа растяжения литосферы: пассивное и активное. Под пассивным понимают растяжение, являющееся следствием приложенных внутриплитных растягивающих сил, распространяющихся от границ плит; при активном растяжении сами эти силы возникают в результате сводового поднятия литосферы над горячей точкой. Кроме того, в качестве отдельного механизма может рассматриваться постороговое растяжение, происходящее в результате высвобождения потенциальной энергии, запасенной в утолщенной коре орогена.

Утонение литосферы является следствием:

- непосредственно растяжения, т. е. горизонтального перемещения материала),
- эрозии сводового поднятия,
- эрозии литосферы снизу мантийными течениями.

Последние два фактора наиболее характерны для активной модели. В обеих моделях растяжение литосферы тесно связано с подъемом астеносферы и термальной аномалией. При пассивном рифтогенезе растяжение литосферы приводит к ее утонению и пассивному подъему горячей астеносферы. При активном рифтогенезе причиной аномалии является разогретое мантийное вещество горячей точки.

Результаты моделирования показали, что как локального растяжения вызванного сводовым поднятием над горячей точкой, недостаточно для сколько-нибудь значительного утонения литосферы, так и то,

что величина внутриплитных растягивающих сил недостаточна для того, чтобы расколоть достаточно холодную литосферу, и, таким образом, требуется предварительный прогрев литосферы. Следовательно, сами по себе механизмы активного и пассивного рифтинга недостаточны, и, вероятно, в природе имеет место некая их комбинация.

Структурно (геометрически) выделяют модели растяжения путем чистого сдвига (или модель Маккензи), простого сдвига (модель Вернике) или комбинированную (рис. 2.16).

Наиболее распространенная сейчас модель рифтинга была предложена Маккензи [McKenzie, 1978]. Впоследствии она была успешно

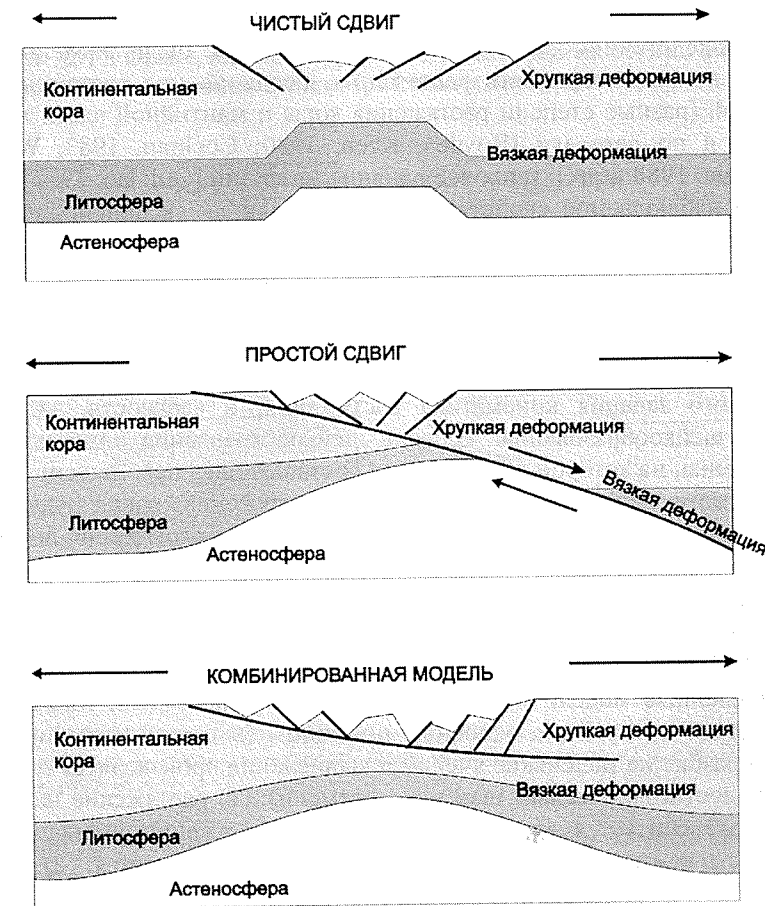


Рис. 2.16. Три основных структурных типа рифтогенеза: по механизму чистого сдвига (сверху), по механизму простого сдвига (в середине), по смешанному механизму (снизу).

применена для объяснения эволюции многих рифтовых бассейнов мира. Основные принципы ее просты: рифтинг предполагается мгновенным и состоит в равномерном утонении литосферы и связанном с этим адиабатическим изменением распределения температур; синрифтовое погружение определяется локальным изостатическим равновесием утонившейся литосферы; пострифтовое погружение определяется релаксацией возмущенного распределения температур и сопутствующим охлаждением и утяжелением литосферы. Соответственно погружение разделяют на погружение по разломам (синрифтовое) и термальное (пострифтовое). Было показано, что растяжение можно считать мгновенным, если его длительность не превышает $60/\beta^2$ млн лет, где β означает полное утонение литосферы [Jarvis, McKenzie, 1980].

Впоследствии модель была модифицирована: были введены поправки на немгновенность растяжения, неоднородное растяжение с глубиной (разные степени растяжения коры и мантийной части литосферы) и по латерали [Royden, Keen, 1980; Cochran, 1983, White, McKenzie, 1988 и др.], тепловое влияние интрузий [Quinlan, 1987]. Основное наблюдаемое свойство данной модели — экспоненциальное уменьшение скоростей изменения всех наблюдаемых параметров (и в частности, скорости погружения) со временем.

Наиболее важным сделанным впоследствии дополнением в модель рифтинга и пострифтового погружения Маккензи является использование региональной изостазии и в связи с этим необходимость более детального задания кинематики растяжения, в частности, задания уровня шейкообразования. Уровень шейкообразования определяется как глубина, на которой вертикальная составляющая перемещения, определяемого кинематическим заданием растяжения, равна нулю. То есть выше уровня шейкообразования в результате растяжения породы движутся вниз, а ниже — вверх. В зависимости от выбранного уровня шейкообразования в результате региональной изостатической компенсации может произойти как погружение, так и воздымание бассейна (рис. 2.17) [Braun, Beaumont, 1989].

Численные модели рифтинга, основанные на модели Маккензи, используют следующие основные принципы (в предположении, что разрез разбит на маленькие ячейки и вычисления производятся с некоторым достаточно малым шагом по времени): (1) растяжение на каждом шаге считается адиабатическим, при растяжении уменьшается мощность каждого элемента, а его температура сохраняется; (2) величина (фактор) растяжения каждого элемента определяется на основании заданной в качестве внешнего условия кинематики растяжения (в самом простом случае это может быть величина полного растяжения литосферы и промежуток времени, в течение которого оно произошло);

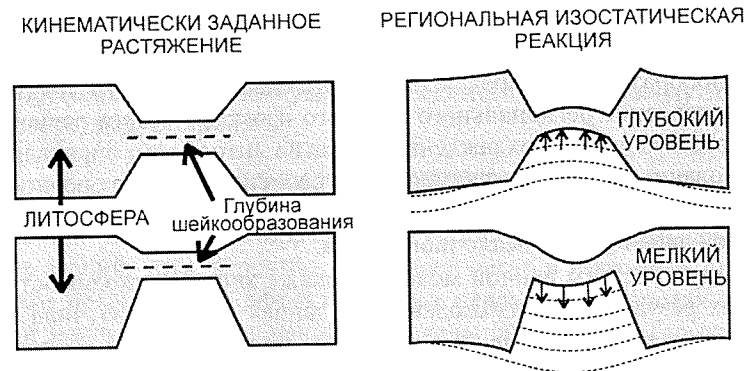


Рис. 2.17. Схема, иллюстрирующая изостатический отклик литосферы в зависимости от уровня шейкообразования при рифтогенезе.

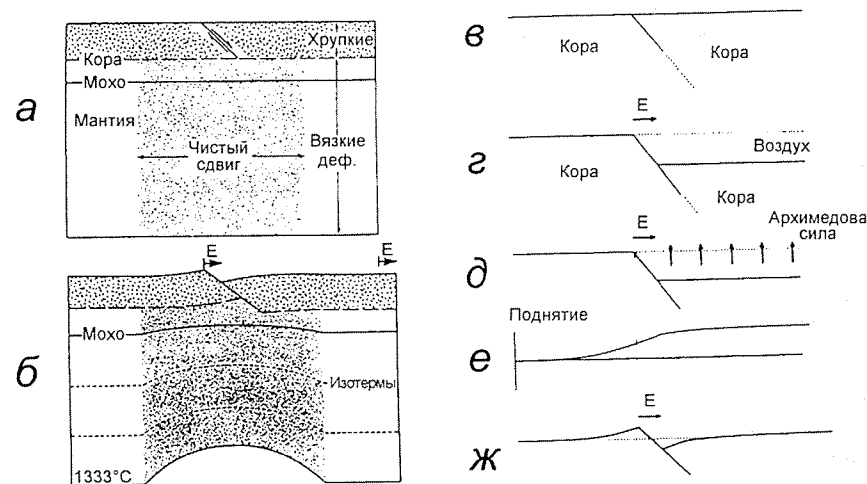


Рис. 2.18. Модельная конфигурация модели рифтинга Кушнира-Циглера.

а — предрифтовая конфигурация; *б* — конфигурация непосредственно после растяжения; *в-ж* — последовательность шагов расчета перехода от *а* к *б*. По [Kuznir, Ziegler, 1992].

(3) при вычислениях учитываются изостатическая компенсация в результате изменения мощности литосферы, эффективное нагревания пород в результате растяжения, охлаждение пород со временем.

В качестве примера моделей рифтинга последней генерации можно привести модель Кушнира и Циглера [Kuznir, Ziegler, 1992] (рис. 2.18), предполагающую: (1) смещение по плоским разломам в верхней коре

(угол и амплитуда определяются на основании геометрии осадочного разреза), (2) растяжение по механизму чистого сдвига в нижней коре с колоколообразным распределением бета-фактора $\beta = 1 + C \cos^2(\pi x/W)$, (3) установление регионального упругого изостатического равновесия после растяжения, (4) охлаждение и сжатие литосферы, определяемое на основании решения двумерного уравнения теплопроводности с постоянными коэффициентами без учета радиогенной составляющей и тепловой экранировки осадочного чехла.

Ввиду простоты данной модели, а также хорошей сходимости модельных результатов с наблюдениями, данная модель получила столь широкое распространение, что иногда ее применяют для объяснения практически любого погружения в любом бассейне независимо от тектонической обстановки и условий седиментации, в которых находится бассейн в данный момент времени, причем модельная величина растяжения коры часто оказывается несоотносимой с наблюдаемой на сейсмических разрезах мощностью. Так например Ван Вис и др. [Van Wees et al., 1996] получили десятикратное утонение литосферы Донецкого бассейна в результате каменноугольного растяжения, что явно не соответствует наблюдаемому на глубинных сейсмических разрезах утонению коры. Следует отметить, что хорошая сходимость наблюдений с расчетами является следствием упрощений, использованных при формулировке данной модели. Для корректного использования данной модели необходимо иметь геологическое обоснование для каждого конкретного этапа растяжения, вводимого в модели, и использовать эту модель только в тех случаях, где это имеет смысл с геологической точки зрения.

Несмотря на относительно хорошую разработанность этой модели существует ряд проблем, не получивших решения в ее рамках, которые, возможно, в будущем приведут к появлению следующего поколения моделей бассейнов растяжения:

- проблема силы: пока не обнаружен источник необходимых сил, вызывающих раскол толстой, относительно холодной (и следовательно, прочной) кратонной литосферы;
- не получили удовлетворительного объяснения маломощные предрифтовые осадки, присутствующие во многих рифтовых бассейнах;
- нет окончательной ясности по вопросу о причинах подъема плечей рифта и долговременного стояния пассивных окраин, несмотря на то что предложено несколько возможных объяснений этого факта;
- проблема больших бета: очень часто моделирование дает завышенные значения утонения коры, не соответствующие величинам, наблюдаемым на коровых профилях;
- геометрическая проблема глубинно-зависимого растяжения;

— несовпадение утонения, рассчитанного из смещения по разломам и путем моделирования, например, [Артюшков, 1993].

Для каждой проблемы предложено несколько возможных вариантов ее решения, однако не существует единогласия по поводу того, какой из них следует принять.

2.2.5. ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Влияние данного фактора слишком неопределенно на современном уровне знаний, хотя, вероятно, оно имеет место в некоторых случаях. В целом механический эффект фазовых переходов в породах коры и мантии эквивалентен изменению вертикальной нагрузки. Термический эффект фазовых переходов может быть достаточно значительным. Наиболее важные фазовые переходы в РТ-условиях литосферы следующие: базальт–эклогит, пироксен–плаггиоклаз+шпинель–гранат. Первый сопровождается значительным изменением плотности (0.6 г/см^3) и это может оказать большое влияние на погружение бассейна [Артюшков, 1993], однако, как правило, в коре необходимые для него условия не достигаются, а состав мантии слишком неопределен, так что количественные оценки затруднены. В целом возможность этого процесса нельзя упускать из виду. Последние два определенно имеют место в перидотите, сопровождаются небольшим изменением плотности, их фазовые диаграммы достаточно хорошо изучены [например, Браун, Массет, 1984] и их желательно учитывать при расчетах распределения температур в литосфере и погружения осадочных бассейнов [Галушкин, 1998; Podladchikov et al., 1994]. Кроме того, необходимо учитывать также и тот факт, что превращение может идти как в прямом, так и в обратном направлении.

2.3. МОДЕЛИ ПРОЦЕССОВ, ПРОТЕКАЮЩИХ В ОСАДОЧНОМ БАСЕЙНЕ

В рамках кинематических методов осадочный чехол рассматривается как «осадочная летопись» событий геологической истории бассейна. Основная задача в этом случае — расшифровать эту «летопись» и, таким образом, восстановить историю бассейна во времени. В качестве результата получается количественная история погружения/воздымания бассейна со временем, на основании которой могут быть сделаны тектонические или другие выводы. Кроме этого, важность кинематических реконструкций еще и в том, что они служат основой для динамических, термических, геохимических и других моделей. Каждая из таких моделей — это модель процесса (или нескольких процессов), описываемого дифференциальным уравнением. Задавая

параметры среды, начальные и граничные условия и получая решение уравнения, мы сравниваем их с «реперами» — реально измеренными величинами. Выбранные начальные и граничные условия должны обеспечивать наилучшее совпадение рассчитанных и измеренных реперных значений.

С математической точки зрения можно выделить два больших класса процессов: (1) процессы переноса, описываемые дифференциальными уравнениями в частных производных второго порядка, и (2) локальные процессы, описываемые обыкновенными дифференциальными (с производной по времени) или алгебраическими уравнениями.

Для описания процессов переноса используются три класса уравнений: уравнения непрерывности, выражающие законы сохранения, уравнения состояния и уравнения, определяющие параметры среды в уравнениях непрерывности. Локальные процессы, как правило, описываются алгебраическими уравнениями баланса или эволюционными обыкновенными дифференциальными уравнениями.

Процессы могут быть стационарными, нестационарными и квазистационарными. В первом случае время не входит в уравнения, это сильно упрощает уравнения переноса, уравнения локальных процессов вырождаются в алгебраические соотношения. В последнем случае изменения со временем настолько медленны, что процессы можно считать стационарными, а временную динамику учитывать путем изменения внешних параметров в уравнениях.

В результате совместного действия процессов переноса и локальных образуется система типа реакция–транспорт, обладающая сложным нелинейным поведением даже в случае линейных исходных уравнений [Ortoleva, 1994].

В данной главе приведен обзор существующих количественных моделей процессов, протекающих в осадочном бассейне: процессов тепломассопереноса (теплоперенос, фильтрация флюидов, перенос и накопление кластических осадков) и локальных процессов физико-химических превращений вещества (преобразования органического вещества под действием температуры, уплотнения осадочных пород, растворения/осаждения минеральных зерен и т. д.).

2.3.1. МОБИЛИЗАЦИЯ, ПЕРЕНОС И НАКОПЛЕНИЕ КЛАСТИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Осадки накапливаются в основном ниже уровня моря, а выше происходят эрозия и денудация. Однако эти два процесса составляют единое целое и должны рассматриваться совместно.

Кластические осадочные частицы образуются вследствие физического и химического выветривания изверженных, метаморфических

или осадочных пород. Образовавшийся обломочный материал отделяется от массивной породы со скоростью, зависящей от литологического состава породы и эффективности процесса сноса. Скорость транспортировки осадков контролируется главным образом климатом (количеством осадков), растительным покровом, литологическим составом пород и рельефом. Осадочный обломочный материал переносится сперва естественными водотоками в речные системы (со скоростью, определяемой характером поверхностных склонов и величиной стока осадков), а затем речной системой (со скоростью, зависящей от силы потока) в морские и океанские бассейны. Скорость переноса в морских бассейнах контролируется главным образом количеством поступающего материала, рельефом дна, уровнем моря и системой течений.

Введем Декартову координатную систему xu на поверхности. Обозначим через h высоту точки (x, y) над уровнем моря, через s скорость вертикальных движений этой точки, обусловленных перемещениями подложки. Тогда соотношение, описывающее сохранение масс, будет иметь вид

$$s + \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{C} \bar{\nabla} \bar{q}_s,$$

где C — объемная концентрация мобилизованного осадочного материала, \bar{q}_s — поток переносимого осадочного материала. Если система достигает равновесия, то левая часть при этом становится равной нулю, и, измеряя C , можно оценить \bar{q}_s .

Существует несколько механизмов, обеспечивающих перенос осадков. В континентальных условиях наиболее важны гравитационное оползание со склонов и перенос речными системами. Первый из них — мелкомасштабный, второй — крупномасштабный.

Перенос мобилизованного кластического материала под действием гравитационного оползания может быть смоделирован как линейная диффузия, определяемая градиентом рельефа $\bar{q}_s \propto \bar{\nabla} h$ (в отсутствие наблюдений следует принимать самое простое из возможных предположений). В этом случае уравнение принимает вид

$$s + \frac{\partial h}{\partial t} = K_s \nabla^2 h,$$

где коэффициент диффузии K_s зависит от климата (количества осадков) и характера поверхности (главным образом растительного покрова). Увеличение количества осадков способствует увеличению поставляемого осадочного материала, но увеличение поверхностной растительности будет препятствовать сносу. Соотношение между этими факторами показано на рис. 2.19. Увеличение количества осадков вы-

ше 1 000 мм ослабляет сдерживающее влияние растительного покрова и приводит к постепенному увеличению выноса осадочного материала, особенно в условиях сезонного и муссонного климатов.

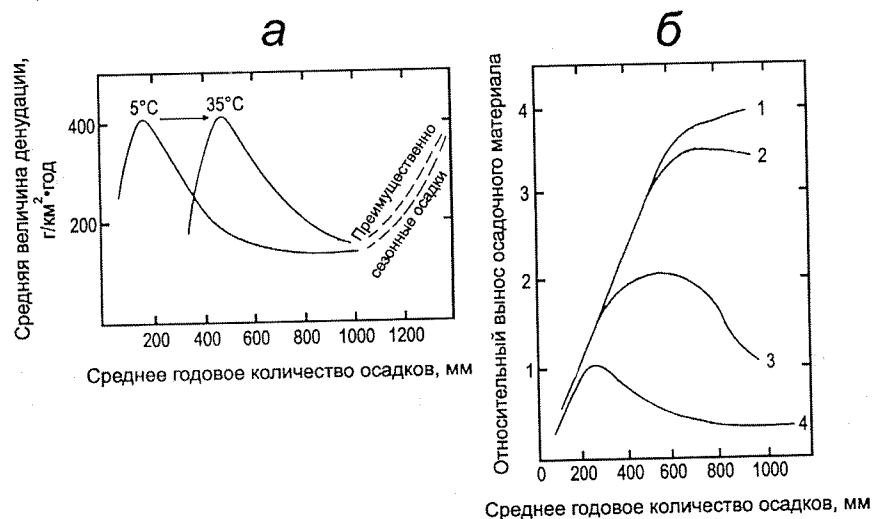


Рис. 2.19. Зависимость средней величины денудации (а) и относительного выноса осадочного материала (б) от среднегодового количества осадков. По [Лидер, 1986].

Потоки, определяемые аллювиальным переносом, изменчивы во времени, но можно использовать среднее значение за достаточно большой промежуток. Примем, что реки локально направлены вдоль наибольшего градиента рельефа в данном месте (обозначим это направление как \vec{l}), они используют материал, поставляемый склоновыми процессами. Здесь также можно принять, что поток, который может перенести река в стационарном режиме, пропорционален локальному наклону русла $\partial h/\partial l$ и скорости поступления материала q_r [Kooi, Beaumont, 1994]:

$$q_f^{eq} = -K_f q_r \frac{\partial h}{\partial l}.$$

Это только максимальный поток, который может перенести река, реально все определяется свойствами переносимого осадочного материала и его сцеплением с подложкой. Скорость мобилизации определяется недозагруженностью реки, в качестве простейшего предположения можно принять прямую пропорциональность. Таким образом, поток материала, переносимого реками, q_f (и скорость изменения рельефа) определяется соотношением

$$s + \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial q_f}{\partial l} = -\frac{l}{l_f}(q_f^{eq} - q_f),$$

где l_f — характерная длина, описывающая «отделяемость» переносимого материала от подложки (высокие значения l_f соответствуют сильной связи и наоборот).

Перенос осадков в некомпенсированных морских бассейнах определяется механизмом, подобным механизму склонового гравитационного оползания, за исключением масштаба (это крупномасштабный процесс). Он также описывается уравнением линейной диффузии. Важным отличием является то обстоятельство, что осадочный материал в этом случае поступает в систему извне — поставляется речными системами. Это проявляется на уровне граничных условий, в которых должны быть представлены речные дельты — локальные источники на границе области. Для совместного моделирования необходимо связать между собой осадочные потоки во всех трех системах.

Таким образом, при моделировании поверхностного переноса кластических отложений необходимо учитывать наличие нескольких масштабных уровней в системе. В простейшем случае это два, характеризующие склоновые и аллювиальные/морские процессы. Описанная выше линейная модель достаточно проста, однако она позволяет имитировать все основные свойства исследуемой системы [Kooi, Beaumont, 1994]. Существует множество моделей, в которых задаются или рассчитываются коэффициенты в уравнениях в зависимости от разных параметров, таких как климатические условия, скорость течения рек и характеристика берегов, волновой режим и т. д., однако недостаток измерений часто препятствует их проверке.

2.3.2. ТЕПЛОПЕРЕНОС

Система координат

При математическом описании процессов теплопереноса сперва необходимо выбрать систему координат. Мы можем выбрать одну из двух систем координат, принятых в механике сплошных сред: Эйлерову — неподвижную в пространстве, в которой среда движется; или Лагранжеву — связанную с минеральной матрицей породы, перемещающуюся и деформирующуюся вместе с ней. При наличии дизъюнктивных (с нарушением сплошности) деформаций необходим некоторый промежуточный вариант: система координат, перемещающаяся вместе с породой и деформирующаяся пликативно (без нарушения сплошности), но не деформирующаяся при дизъюнктивных деформациях породы.

Конвективный и кондуктивный теплоперенос. Уравнения теплопереноса

Теплоперенос имеет кондуктивную и конвективную составляющие. Конвективная составляющая теплопереноса связана с перемещением среды: твердотельной минеральной матрицы и поровых флюидов; кондуктивная — с непосредственной теплопередачей, определяемой градиентом температур. При выборе Лагранжевой системы координат и при отсутствии дизъюнктивных деформаций можем исключить твердотельную конвективную составляющую теплопереноса, связанную с перемещением минеральной матрицы породы (но непоровых флюидов). Уравнение теплопереноса имеет вид

$$\frac{\partial(\rho \cdot C_p \cdot T)}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot (\rho \cdot C_p \cdot \bar{v} \cdot T) = \bar{\nabla} \cdot (k \cdot \bar{\nabla} T) + A(\bar{r}, t) + \sum_i Q_i(\bar{r}, t),$$

где T — температура, $\rho \cdot C_p$ удельная теплоемкость породы, k — теплопроводность породы, A — удельная радиогенная теплогенерация породы, Q_i — удельный вклад других источников тепла, например, химических реакций и т. п., \bar{v} — поле скоростей флюида, известное из решения соответствующей системы уравнений движения жидкости. Первый член в левой части представляет изменение количества тепла, содержащегося в малом элементе породы, второй член — конвективную составляющую теплопереноса, первый член в правой части — кондуктивную, последние два члена в правой части — радиогенную теплогенерацию и другие внутренние источники тепла. Следует отметить, что поскольку теплофизические параметры породы меняются в пространстве (в результате смены литологии слоев) и со временем (в результате уплотнения), то нельзя использовать упрощенные формы этого уравнения, в которых коэффициенты $\rho \cdot C_p$ и k предполагаются постоянными [например, Галушкин, 1990, 1998].

Если течение флюида обусловлено лишь вытеснением поровых вод в процессе консолидации осадков при их погружении, то конвективным членом в уравнении теплопереноса можно пренебречь в силу малых скоростей движения. В этом случае уравнение решается независимо от уравнений движения жидкости.

Среда

При моделировании теплопереноса в осадочном бассейне мы имеем дело с неоднородной, меняющейся во времени средой, с изменяющейся верхней границей. Теплофизические параметры породы: теплоемкость, теплопроводность, теплогенерация — определяются на осно-

вании теплофизических параметров минеральной части породы, поровых флюидов и пористости [Галушкин, 1998].

$$\begin{aligned} K_r &= K_m^{\varphi(z,t)} \cdot K_w^{(1-\varphi(z,t))}, \\ \rho_r &= \rho_m \cdot \varphi(z,t) + \rho_w \cdot (1 - \varphi(z,t)), \\ (\rho C_p)_r &= (\rho C_p)_m \cdot \varphi(z,t) + (\rho C_p)_w \cdot (1 - \varphi(z,t)), \end{aligned}$$

где индекс r относится к породе, индекс m — к скелету породы, w — к воде. Значения теплофизических параметров породы для пород, состоящих из разных минералов,

$$\begin{aligned} \rho_m &= \sum_{i=1}^N \rho_{mi} \cdot c_i, \\ \rho_m C_p &= \sum_{i=1}^N \rho_{mi} C_{pi} \cdot c_i, \\ \lambda_m &= \sum_{i=1}^N \lambda_{mi}^c. \end{aligned}$$

Здесь c_i — доля минерала i в минеральной матрице породы. Изменение теплопроводности с температурой описывается соотношением

$$\lambda_m = \frac{\lambda_m(T = 0^\circ \text{C})}{1 + \alpha T(^\circ \text{C})},$$

причем для смеси минералов коэффициент α равен

$$\alpha = 0.01 \left[\exp \left[\sum_{i=1}^N c_i \ln(1 + 100\alpha_i) \right] - 1 \right].$$

Радиогенная теплогенерация в осадках не играет значительной роли в балансе тепловой энергии. Во многих случаях теплогенерацией в осадочных породах вплоть до глубин порядка 10 км можно пренебречь, например, когда доминируют карбонатные породы с низкой радиоактивностью или относительно недавние кластические осадки [Rybach, 1986]. Значения теплогенерации осадочных пород приведены в справочниках, среднее значение составляет около 1.4–1.5 мкВт/м³ [Любимова и др., 1983].

Влияние уплотнения на значения теплопроводности породы значительно; теплопроводность может возрасти на 50 % при уплотнении породы. Теплоемкость минеральной матрицы почти постоянна, и все вариации связаны с изменением пористости и минеральной плотности породы. Так как среда сильно неоднородна, то при определении средних значений теплофизических параметров желательнее усреднять не только по минеральным зернам, но и по структурам большего масштаба. При этом теплопроводность может оказаться анизотропной в связи

со слоистостью разреза и существованием выделенных направлений. Так, например, одна из попыток использования метода Монте-Карло для оценки усредненных параметров пород описана в работе [Lerche, 1992].

Начальное распределение температур

В качестве начального распределения температур при моделировании удобно выбрать стационарное распределение, получаемое инверсией поверхностного теплового потока. При этом значение начального теплового потока выбирается в соответствии с тектонической обстановкой и типом бассейна. В качестве исходной точки для моделирования необходимо выбирать такой момент в эволюции бассейна, когда распределение температур в литосфере действительно было близко к стационарному, т. е. бассейн в течение длительного срока находился в спокойной тектонической обстановке. Иначе, необходимо некоторым образом задать начальное возмущенное распределение температур, например, начать расчет с некоторого отрицательного момента времени (реально ничему не соответствующему) и ввести возмущение так, чтобы в момент $t=0$ установились требуемое начальное распределение.

Граничные условия

При одномерном моделировании необходимо поставить граничные условия сверху и снизу. Верхнее граничное условие вполне естественно, это средние палеотемпературы на поверхности осадконакопления, определяемые на основании палеоклиматологических данных. Если неизвестны такие определения для конкретного района, то можно взять их на основании палеоклиматической карты (рис. 2.20) с учетом палеошироты данной местности в данное время. Если условия были не континентальными, а океаническими, то палеотемпературы на дне моря вычисляются на основании поверхностных палеотемператур и температурного градиента в воде: $0.04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ при глубинах от 0 до 200 м; $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ при глубинах более 200 м, — но не менее $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Высотная климатическая зональность, связанная с рельефом, рассчитывается пересчетом градиента $0.005\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Относительно нижней границы существует некоторое разногласие. Во-первых, где выбирать нижнюю границу области счета — в основании коры или в основании литосферы, и во-вторых, какое условие задавать — тепловой поток или температуру. Часто используемый выбор подошвы коры в качестве нижней границы выглядит физически необоснованным. Очень многие тепловые процессы происходят именно

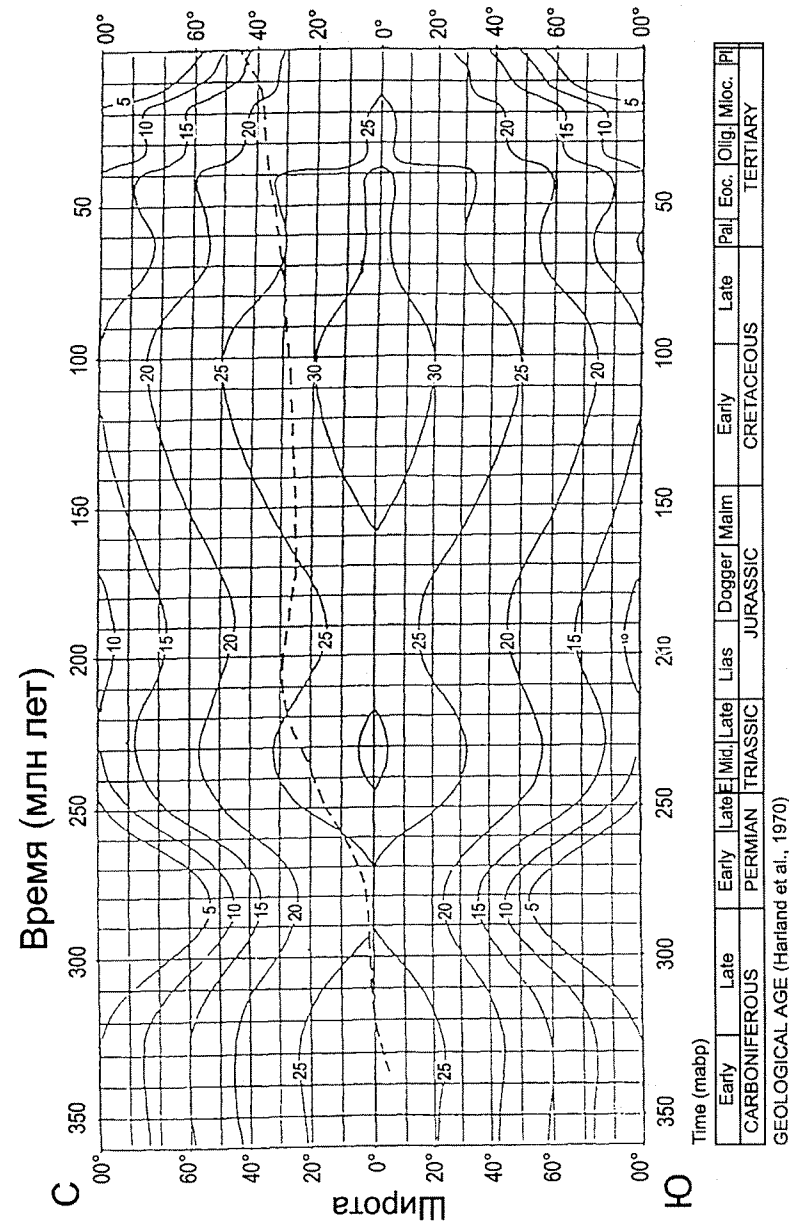


Рис. 2.20. Средние поверхностные температуры в зависимости от широты и геологического времени. По [Wygrala, 1989].

в литосфере, они накладывают определенные ограничения на форму теплового потока в основании коры и учет этого фактора приводит к ошибкам. С другой стороны, конвекция в мантии выравнивает неоднородности распределения температур и, таким образом, выбор нижней границы области счета в основании литосферы (как это предложено Ю. И. Галушкиным [Галушкин, 1998]) выглядит более предпочтительным. В качестве условия в основании коры задают обычно тепловой поток, в основании литосферы можно задавать как тепловой поток, так и температуру.

Стационарный и нестационарный тепловой режимы

Разделяют стационарное и нестационарное распределение температур. Первое не зависит от времени и является решением уравнения

$$\bar{\nabla} \cdot (k \cdot \bar{\nabla} T) = -A(\vec{r}, t).$$

В одномерном случае это уравнение имеет аналитическое решение

$$T(z) = T_0 + \int_0^z \frac{1}{k(\zeta)} \left[q_0 - \int_0^{\zeta} A(\xi) d\xi \right] d\zeta.$$

Стационарный режим используется как начальная точка в анализе, или в отсутствие каких-либо сведений о распределении температур как наипростейшее предположение, или в качестве начального распределения при численном расчете. Как обычно, те же уравнения можно использовать и при квазистационарном режиме в случае медленных изменений, при которых характерное время изменения много больше времени установления равновесия.

Факторы, влияющие на тепловой режим

С точки зрения уравнения они могут быть разбиты на 5 групп: (1) возмущения из-за отклонений граничных условий, (2) возмущения, связанные с деформацией среды, (3) следствие движения верхней границы среды (осадконакопления или эрозии), (4) возмущения из-за миграции флюидов, (5) возмущения из-за внутренних источников тепла. Дальнейший обзор геологических причин отклонения распределения температур в осадках от стационарного производится на основании работы [Смирнов, 1980], в скобках указана группа, к которой данное явление относится.

Вариации климата (1). Колебания температур, вызванные короткопериодными колебаниями климата, затухают на небольших глубинах (15–50 м от поверхности). Эти глубины с постоянными годовыми температурами называются нейтральным слоем. В ряде случаев из-за нали-

чия и большой глубины залегания уровня грунтовых вод слой постоянных годовых температур опускается до 100–300 м. Из длиннопериодных вариаций климата особенно существенно влияние оледенений.

В океанах наличие мощной водной толщи сглаживает влияние короткопериодных вариаций климата. Нейтральный слой находится на глубине от 300 до 1000 м в воде, а ниже него устанавливается градиент, близкий к адиабатическому. Влияние придонной конвекции не простирается глубже нескольких десятков сантиметров. Однако придонные течения могут возмущать распределение температур на очень больших глубинах.

Влияние рельефа (1, 4). Региональные и глобальные формы рельефа как на континентах, так и в океанах из-за малых углов наклона практически не искажают температурное поле. Однако с ними связаны крупнейшие температурные неоднородности верхних горизонтов литосферы. Кроме того, наличие перепадов рельефа вызывает появление крупномасштабных потоков подземных флюидов.

Структурный эффект (2, 3). Под этим понятием объединяется большая группа геологоструктурных факторов, приводящих к искажению стационарного температурного поля. К ним относятся все формы пликативной и дизъюнктивной деформации и особенности литолого-фациального строения пород: сложное залегание пластов с неоднородной и анизотропной теплопроводностью (антиклинали, синклинали, флексуры и т. д.), чередование структурных форм и блоков с различной теплопроводностью (соляные диапиры, интрузии различного типа, грабены и горсты, контакты разнородных блоков по разломам и т. д.). Физическая сущность влияния структурного фактора сводится к наличию сложнопостроенной неоднородной среды, изменяющейся во времени.

Седиментация и эрозия (3). Физическая сущность процессов сводится к тому, что при седиментации требуется дополнительное тепло для нагревания осадков, а при эрозии избыточное тепло отдается в пространство с определенным запаздыванием. Величина искажения теплового поля при седиментации и эрозии зависит от скорости процессов, их продолжительности и генерации тепла. Существенные искажения теплового поля ожидаются при следующих скоростях и продолжительности осадконакопления: 0.005 см/год и 10^8 лет, 0.05 см/год и 10^7 лет, 5 см/год 10^6 лет [Макаренко и др., 1972]. После окончания осадконакопления для восстановления стационарного теплового режима требуются десятки, иногда сотни миллионов лет.

Уплотнение пород (2). Уплотнение пород приводит к изменению их теплофизических характеристик. Верхние менее плотные слои служат как бы тепловым экраном вследствие своей меньшей теплопро-

водности. Учет уплотнения пород особенно важен при эрозии, так как тут происходит конкуренция между движением верхней границы вниз и приближением к ней более плотных пород, так что результатом может быть как увеличение, так и уменьшение теплового потока.

Горизонтальные движения, шарьяжи и надвиги (2). Горизонтальные и наклонные перемещения пластин и блоков земной коры приводят к резким, нестационарным нарушениям теплового поля. Из расчетов [Кутас, 1965] следует, что при мощности надвига 1 км для установления квазистационарного режима требуется более 10, а при мощности 10 км — более 100 млн лет.

Складчатость и диапирообразование (2). Количественную оценку эффекта этого процесса можно получить из уравнения теплопроводности, учитывающего конвективный теплоперенос.

Фильтрация подземных вод (4). Течения флюидов разделяются на вынужденную конвекцию, определяемую локальными процессами уплотнения породы, и свободную (или гравитационную) конвекцию, связанную с пьезометрическим или плотностным градиентом. Тепловое влияние миграции флюидов рассмотрено ниже. Показано, что вынужденная конвекция не приводит к возмущению теплового режима. Влияние свободной конвекции может быть значительным.

Конвективный вынос тепла магмой и гидротермами (4). Время активного существования небольших интрузий и гидротермальных систем невелико (10^4 – 10^5 лет), но мощность конвективного выноса тепла в этот период громадна.

Источники тепла (5). Сюда кроме радиоактивных источников тепла относятся выделение тепла при тектонофизических процессах (перемещении по разломам, упругих, пластических и разрывных деформациях), в геохимических процессах зон гипергенеза, диагенеза, эпигенеза и при метаморфизме. Имеющиеся оценки показывают, что при механических процессах выделяющееся тепло пренебрежимо мало [Зверев, Поляк, 1970]. Геохимические и биохимические реакции протекают в твердой, жидкой и газообразной фазах, причем они имеют определенную специфику в каждой из вышеперечисленных зон. Тепловые эффекты реакций рассчитываются по стандартным значениям энтальпии отдельных компонентов по формулам физической химии. В зоне гипергенеза преобладают процессы окисления, максимальным тепловым эффектом обладают реакции окисления сульфидов органического вещества и углеводородов. Геохимические процессы зон диагенеза и эпигенеза обладают как эндотермическим, так и экзотермическим характером, и в среднем их тепловой эффект невелик. Однако локально, там где геохимические реакции протекают очень быстро (например растворение соли), он может стать значительным.

Реакции метаморфизма обладают значительными величинами удельного теплового эффекта (50–100 ккал/г) и оказывают значительное влияние на тепловой режим. Однако из-за отсутствия точного знания механизма реакций, исходного состава вещества, количества принесенных и вынесенных продуктов оценки теплового эффекта часто бывают затруднены. Время активного развития процесса метаморфизма невелико (порядка нескольких миллионов лет).

Мерзлота (5). Этот фактор является достаточно важным в зонах существования вечной мерзлоты. Глубина опускания зоны вечной мерзлоты зависит от изменений климата и может достигать 1.5 км, наличие этой зоны оказывает существенное влияние на все процессы в осадочном покрове.

Оценка влияния вынужденной и свободной конвекции на теплоперенос

Течения флюидов подразделяются на вынужденную конвекцию, определяемую локальными процессами уплотнения и дегидратации породы, при которой гравитационными эффектами можно пренебречь, и свободную (или гравитационную) конвекцию, связанную с изменением веса столба жидкости вдоль разреза из-за разницы рельефа (пьезометрический градиент) или наличия плотностных градиентов.

На основании сделанных оценок величины вертикальной конвективной составляющей теплопереноса, связанной с вынужденной конвекцией, получается, что при средних скоростях осадконакопления около 10 м/млн лет эта составляющая не будет превышать 0.0001 % от полного теплового потока, и только при значениях скорости осадконакопления порядка 1 000 м/млн лет она даст заметный эффект [Doligez et. al., 1986, Bjoerlykke, 1988].

В 1D-программах вычисление вертикальной вынужденной конвекции необходимо включать, только когда надо вычислить появление аномальных давлений или для совместимости с 2D- и 3D-модулями, включающими расчет фильтрации флюидов. Скорости латеральной составляющей вынужденной конвекции (средние около 10 м/млн лет = 0.01 мм/год) более чем на 4 порядка ниже наблюдаемых скоростей течения подземных вод (низкие около 1 м/год). Соответственно различается и переносимая ими энергия.

Таким образом, тепловым эффектом вынужденной конвекции можно пренебречь по сравнению с кондуктивным теплопереносом и тепловым эффектом свободной конвекции.

Вынужденная конвекция должна вычисляться только для определения ее вклада в уравнение баланса давления, ее влияния на уплотнение и, как следствие, теплофизические параметры пород.

Установлено, что гидродинамические системы, определяемые пьезометрическим градиентом (т. е. изменением веса гидравлической колонки), оказывают значительное влияние на тепловой режим осадочного бассейна, на созревание и миграцию углеводородов [Smith, Chapman, 1983, Woodbury, Smith, 1985]. Поверхностный тепловой поток в областях водосбора оказывается пониженным, а в областях разгрузки — повышенным. В общем случае движение подземных вод в артезианских бассейнах приводит к охлаждению областей питания и прогреванию областей разгрузки.

По тектоническим и гидрогеологическим признакам можно подразделять артезианские бассейны на гидродинамически стабильные (домезозойские), стабилизирующиеся (мезозойские, раннекайнозойские) и гидродинамически активные (позднекайнозойские). В гидродинамически активных бассейнах искажения теплового поля могут захватывать большие глубины (до 3 км и более) и быть значительными по величине.

Гидродинамическая структура бассейна определяется разделением слоев на водоносные и водоупоры. Тепловой поток в слоях ниже водоносного горизонта менее возмущен, и, следовательно, ближе к равновесному. Термальный градиент в зоне над водоносным горизонтом почти постоянен, кондуктивный тепловой поток понижен. Возмущения, вызванные системами гидродинамических течений, тем больше, чем больше вариации топографии, проницаемость водоносного горизонта, глубина залегания водоносного горизонта.

Влияние горных систем на распределение температур сказывается лишь в верхней части разреза — зоне регионального стока подземных вод, мощность которой — десятки—первые сотни метров (в редких случаях первые километры). Локальный подземный сток охватывает небольшие по размерам области питания, перетока и разгрузки подземных вод, приуроченные преимущественно к местным нарушениям — разломам, зонам дробления, участкам развития карста и т. п.

Таким образом, эффект латеральной свободной конвекции должен приниматься во внимание при термальном моделировании и интерпретации исходных данных. Потеря информации о гидродинамических системах бассейна может оказать существенное влияние на корректность полученных при моделировании результатов.

Обратная задача, реперы

При постановке обратной задачи необходимо поставить прямую задачу с изменяемыми параметрами и определить реперы, на основании которых проверяется соответствие решения прямой задачи наблю-

даемым результатам. В качестве изменяемых параметров удобно использовать те величины, которые невозможно определить из наблюдений: граничное условие (тепловой поток/температура) на нижней границе и параметры, характеризующие тектонические процессы (коэффициенты растяжения литосферы и коры, коэффициент насыщения литосферы интрузиями и т. д.).

В качестве реперов используются современные измеренные в скважине температуры и отражательная способность витринита. Расчетные современные температуры получаются непосредственно в результате моделирования, рассчитанные значения коэффициента отражения витринита получаются на основании моделирования кинетики реакций (см. далее).

Другие используемые реперы: изменение цвета споро-пыльцы или конодонт; положение в ряду биомаркеров (используются ряды стереоизомеров стерана ($E=91$ кДж/моль, $A=0.006$ 1/сек) и гопана ($E=91$ кДж/моль, $A=0.016$ 1/сек) и ряды моноароматических стеранов ($E=200$ кДж/моль, $A=1.8 \cdot 10^{14}$ 1/сек); распределение длин следов продуктов радиоактивного распада ядер урана в апатите; РТ-состояние жидких включений в минеральной матрице пород; преобразования глинистых минералов; изменение электропроводности органического вещества.

2.3.3. ФИЛЬТРАЦИЯ ФЛЮИДОВ

Особенности учета фильтрации флюидов в моделировании бассейнов. Гидродинамическая структура бассейна

Специфика моделирования фильтрации флюидов при моделировании бассейнов состоит в больших характерных масштабах времени и в изменении характеристик среды (пористости, проницаемости) и приложенных сил со временем. Тем не менее, многие модели разработанные в классической гидрогеологии, применимы и в контексте моделирования бассейнов.

В геологических масштабах времени поровые флюиды (главным образом вода и водные растворы, а также углеводороды) могут мигрировать в региональных масштабах под действием изменений рельефа дневной поверхности, давления, возникающего при уплотнении пород или химических реакций с выделением флюидов, и силы плавучести, определяющейся изменением плотности столба жидкости [Bethke, 1989]. При своей миграции флюиды перераспределяют тепло и растворенные элементы, приводя к образованию вторичной пористости

или цементации породы, а также возникновению рудных отложений и скоплений углеводородов. Миграция подземных вод может оказывать значительное влияние на тепловой режим осадочного бассейна.

Гидродинамическая структура бассейна определяется вариациями поля проницаемости и поля гидродинамических давлений. Осадочные слои разделяются в зависимости от величины их проницаемости на водоносы, служащие хорошим проводником поровой жидкости, и водоупоры, ограничивающие ее активное движение. Региональные водоупоры, развитые в пределах артезианских бассейнов, отделяют зону регионального стока подземных вод от глубинной, практически бессточной зоны.

Выделяют зоны активного, замедленного и весьма замедленного водообмена, границами между ними является уровень местных дрен — речных долин и глобальной дрены — Мирового океана. Считается, что 99 % подземного стока составляют воды зоны активного водообмена, мощность которой не превышает первых сот метров. В целом крупномасштабные конвективные ячейки в осадочных бассейнах редки, так как водоносные горизонты с высокой проницаемостью имеют малую мощность. В основном имеет место однонаправленное движение жидкости.

По характеру поровой жидкости выделяются три области: (1) метеорная область действия атмосферных осадков, подразделяющаяся по отношению к уровню грунтовых вод на вадозную (с неполным заполнением пор водой и, как следствие, положительными значениями Eh) и фреатическую (с насыщенными порами и отрицательным Eh) части, состав поровых вод соответствует составу поверхностных (речных) вод; (2) морская область под морями и океанами (состав вод соответствует океанскому, обстановка обычно восстановительная); (3) глубинная область, где воды не принимают участие в метеорном цикле (состав вод определяется геохимическими реакциями флюида и породы).

Системы гидродинамических течений тем активнее, чем больше вариации топографии, проницаемость водоносного горизонта, глубина залегания водоносного горизонта. Как уже было сказано, по тектоническим и гидрогеологическим признакам можно подразделять артезианские бассейны на гидродинамически стабильные, стабилизирующиеся и гидродинамически активные.

Величина подземного стока в первых в 10–50 раз ниже, чем в последних. Тектонические движения приводят к формированию аномально высоких и аномально низких пластовых давлений, скорость релаксации которых часто оказывается меньше скорости создающих их тектонических движений.

Основные уравнения

Математическое описание фильтрации флюидов в пористой среде включает соотношения непрерывности среды, баланса масс и импульса. Будем использовать Лагранжевы координаты.

Течение флюидов в пористых средах и в геологических масштабах времени обычно происходит при скоростях ниже порога турбулентности, в этом случае можно принять линейную зависимость потока жидкости от давления, называемую законом Дарси.

Однофазная фильтрация. Для несжимаемой жидкости соотношение баланса масс записывается в виде

$$\varphi \frac{\partial P}{\partial T} = -\bar{\nabla} \cdot (P\bar{q}) + \gamma,$$

где φ — пористость среды, P — давление, \bar{q} — плотность потока жидкости, $\gamma [ML^{-3}T^{-1}]$ — член источник/сток, описывающий изменение количества жидкости в системе (например, за счет выделения поглощения воды при химических реакциях). Плотность потока жидкости описывается соотношением Дарси

$$q_i = -\frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial x_j} - \rho g \right),$$

где k_{ij} — тензор проницаемости, μ — вязкость жидкости, P — давление, ρ — плотность.

Изменение плотности жидкости в зависимости от температуры и давления можно учесть в линейном приближении, предполагая жидкость квазисжимаемой (т. е. что изменение плотности достаточно медленное и им можно пренебречь в уравнениях баланса масс):

$$\varphi \frac{\partial P}{\partial t} = -\bar{\nabla} \cdot \left(P \cdot \frac{k}{\mu} (\bar{\nabla} P - \rho g) \right).$$

Многофазная фильтрация. В случае многофазной фильтрации используются два фундаментальных предположения: (1) течение какой-либо фазы не зависит от градиента давления в других фазах (т. е. толщина пленки каждой фазы в порах много больше толщины контакта между фазами), (2) внутренняя проницаемость не зависит от жидкости, а только от среды. Эти два предположения выполняются для грубозернистых сред и не выполняются для мелкозернистых, но в последних проницаемость очень мала и течением в них часто можно пренебречь.

Расположение фаз в порах определяется величиной смачиваемости каждой из них. Более смачиваемая фаза займет пустоты меньшего размера, менее смачиваемая — большего. Однако, основываясь на выше-

указанных предположениях, мы можем использовать макроскопические соотношения непрерывности и аналог соотношений Дарси, представляя фазы размазанными по пространству (т. е. считая, что каждая из фаз занимает то же самое физическое пространство, что и другие). При этом переход от поровых масштабов к макроскопическим осуществляется посредством коэффициентов фазового насыщения и проницаемости.

Соотношение непрерывности каждой фазы принимает форму

$$\varphi \frac{\partial P_p S_p}{\partial t} = -\bar{\nabla} P \bar{q}_p + \gamma_p,$$

где S_p — насыщение фазы p (доля фазы p в общем объеме жидкости), \bar{q}_p — поток фазы p , $\bar{\gamma}_p$ — член источник/сток для фазы p (теперь он включает дополнительно еще и обмен между фазами).

Закон Дарси для каждой из фаз может быть записан в виде

$$q_{pi} = -\frac{k_{rp} k_{ij}}{\mu_p} \left(\frac{\partial P_p}{\partial x_j} - \rho_p g^z \right)$$

где k_{rp} — относительная проницаемость, индекс p означает, что индексированная величина относится к фазе p .

Коэффициенты фазового насыщения соотносятся с давлением и силами поверхностного натяжения на основании полуэмпирических соотношений [Parker, 1989].

Механизм фильтрации. Фильтрация флюидов представляет собой сочетание гидродинамически сосредоточенной формы фильтрации (т. е. фильтрация не захватывает равномерно весь объем породы, но концентрируется в локализованных зонах) с гидродинамически рассеянной. Хорошо изученным примером служит сосредоточенная разгрузка флюидов в источниках подземных вод в современных геотермальных аномалиях в сочетании с рассеянной формой питания из больших объемов пород. Другим свидетельством существования сосредоточенных форм служат рудные месторождения, так как их образование оказывается возможным только при чрезвычайно высокой степени гидродинамической концентрации течения [Файф и др., 1981]. Доказан сосредоточенный механизм миграции нефти и газа (по наблюдаемым следам) [England et al., 1987]. Соответственно следует с осторожностью применять экспериментальные данные, полученные в масштабах образца, так как в больших масштабах все может измениться благодаря «включению» новых проводящих элементов и концентрации течения в них.

Для учета этого фактора необходимо использовать скорректированные (с учетом возможности крупномасштабных сосредоточенных течений) значения проницаемости среды, полученные на основании

анализа или в результате численного моделирования методом Монте-Карло. Т. е. при моделировании в масштабах бассейна необходимо «размазать» сосредоточенные течения флюидов равномерно по всему объему и ввести соответствующую поправку в коэффициент проницаемости. Однако при моделировании химических реакций или при локальном моделировании иногда бывает необходимо учитывать наличие сосредоточенных течений.

Проницаемость среды

Для описания среды часто используется упрощающее предположение о связи проницаемости с пористостью. Наиболее часто используют эмпирическое соотношение Козени–Кармана

$$k = \frac{0.2 \cdot \varphi^3}{(1 - \varphi^2) s_0^2},$$

где s_0 (1/м) — удельная поверхность зерен.

В области низких проницаемостей соотношение Козени–Кармана нарушается и здесь обычно используются степенные зависимости с показателем степени, достигающим до 10. Так, например, часто используются соотношения: для глин и аргиллитов $k = A\varphi^8$, причем $A = 4 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ для аргиллитов, $A = 4 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ для глин; и $k = 0.084 \cdot d^2 \cdot \varphi^{5.1}$ для песчаников.

Однофазная проницаемость на микроуровне. Проницаемость породы определяется объемом открытого порового пространства, распределением размеров и связностью пор, количеством и размерами межпоровых связей, запутанностью пути фильтрации жидкости сквозь поровое пространство, кроме того, она зависит от плотности и динамической вязкости фильтрующегося флюида. Проницаемость среды существенно зависит от структуры ее пористого пространства. В случае хаотического распределения проводящих каналов в среде топология порового пространства может быть описана с использованием теории перколяции. Теория перколяции рассматривает среду как набор узлов и связей между ними. Каждая связь может быть разорванной или проводящей. Когда все связи разорваны, проводимость среды равна нулю. По мере роста концентрации проводящих связей связи объединяются и образуют кластеры и, наконец, наступает такой момент, когда образуется бесконечный проводящий кластер, и проводимость среды становится отличной от нуля. По мере нарастания концентрации проводящих связей плотность бесконечного проводящего кластера также растет и соответственно нарастает проводимость среды. Количественное описание порога начала проводимости и зависимости проводимости

сти от концентрации проводящих связей и есть предмет перколяционной теории.

В общем выделяют три типа пористости в породе: межзерновая, каверновая и трещинная. Каждый из этих типов характеризуется своей структурой порового пространства и, следовательно, по разному связан с проницаемостью. Селяков и Кадет [1995] рассмотрели проницаемость среды, характеризуемой каждым из вышеприведенных типов пористости в рамках подхода, используемого в теории перколяции, и получили аналитические выражения зависимости пористости от проницаемости, по форме близкие к феноменологическим соотношениям: при значениях пористости, близких к пороговому (при низких проницаемостях), зависимость имеет степенной вид, при больших значениях — вид, аналогичный соотношению Козени–Кармана. Для определения проницаемости, однако, оказалось необходимым задать один скрытый параметр — структурную пористость среды. Сравнение размера пор кавернозной среды с размером трещин, соответствующих порогу протекания, показало, что наличие дисковых трещин почти столь же эффективно, как и шаровых пор. Это значит, что на проницаемость среды больше всего влияет не форма проводящих включений, а их максимальный размер.

Анизотропия проницаемости. Водоносные/водоупорные горизонты не всегда определяются литологическим контрастом (как, например, песчаники/глины). Иногда ту же роль могут играть прослои цементированных песчаников мощностью порядка нескольких метров в общей толще песчаных пород мощностью в несколько сот метров. На уровне уравнений это проявляется в сильной анизотропии проницаемости таких пород. Несколько процентов глины или соли в однородных слоях песчаников могут вызвать анизотропию проницаемости до трех порядков [Bethke, 1989].

Анизотропия может возникнуть из: (1) существования предпочтительного направления на микроуровне, такого как ориентация чешуек глины или эллипсоидальных зерен; (2) существования предпочтительно направления трещиноватости; (3) макроскопических неоднородностей, связанных с осадконакоплением или постседиментационным преобразованием пород (прослойки глины в песчаных слоях или прослойки цементированной породы или залеченных разломов).

Разломы и трещины могут быть как проводниками флюида так, и барьерами для его течения, когда они залечены.

Зависимости проницаемости от масштаба. Проницаемость в осадочных бассейнах увеличивается при увеличении масштаба наблюдений [Garven, 1985; Bethke, 1989]. Этот эффект связан с неоднородностями среды (набором трещин и разломов, карстовой сетью и линзами

грубозернистых осадков), которые приводят к концентрации течения и дают вклад в проницаемость на региональном масштабе. Эффект масштаба типичной гидравлической проницаемости карбонатных пород Центральной Европы показан на рис. 2.21.

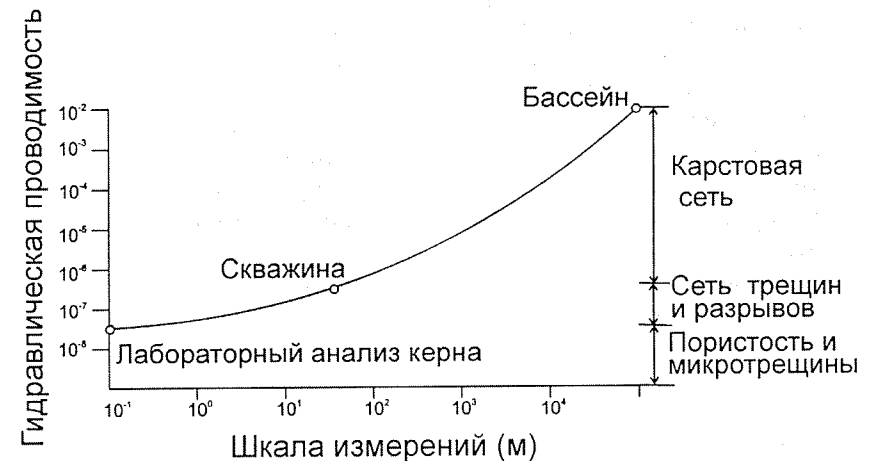


Рис. 2.21. Эффект масштаба типичной гидравлической проницаемости в карбонатных породах Центральной Европы. По [Bethke, 1989].

Лабораторные измерения показывают проницаемость, возникающую благодаря пористости и микротрещиноватости. Значения проницаемости на основании тестовых замеров в масштабах скважины оказываются значительно большими, так как вода движется еще и по более крупным разломам. В региональном масштабе добавляется эффект карстовых сетей в водоносных слоях. Масштабный эффект может также быть значительным и в слабопроницаемых слоях благодаря присутствию трещин и разломов.

Оценка величины проницаемости в больших масштабах может быть произведена на основании сравнения результатов вычислений с наблюдениями систем течения при эксплуатации скважин или на основании количественного моделирования методом Монте-Карло. Для последнего необходимо оценить распределение апертуры, плотности и длины разломов. Распределение неоднородностей среды может быть оценено на основании модели осадконакопления.

Относительная проницаемость для углеводородов. В законе Дарси для многофазного течения используются собственная проницаемость породы (k_{ij}) и относительная проницаемость фазы (k_{fp}).

Концепция относительной проницаемости следует из предположения, что нефтяная и водная фазы составляют трехмерные сети в поро-

вом пространстве породы, каждая фаза движется по своей части порового пространства согласно собственной эффективной проницаемости $k_{ij} \cdot k_{rp}$.

Значение k_{rp} меняется в зависимости от насыщения. Соотношение $k_{rp}(S_p)$ измеряется в лаборатории для малых образцов, но реальное многофазное течение в региональном масштабе неоднородно (и насыщение неоднородно) благодаря нескольким эффектам, наиболее важные из которых это: (1) неоднородность среды (и, как следствие, разность в капиллярных свойствах); (2) эффект нестабильности фронта замещения одной фазы другой, в результате чего некоторые каналы оказываются предпочтительными и через них и происходит фильтрация; (3) разность веса, вследствие чего наиболее легкие фазы перемещаются вверх.

Даже когда среднее насыщение пласта мало, нефть может мигрировать по сети тонких каналов [England et al., 1987]. Неоднородность в насыщении приводит к аномально высокой проницаемости в масштабе резервуара по сравнению с лабораторными измерениями. Для учета этого вводится псевдофункция относительной проницаемости, которая дает относительную проницаемость на основании насыщения усредненного по большому сечению резервуара (рис. 2.22).

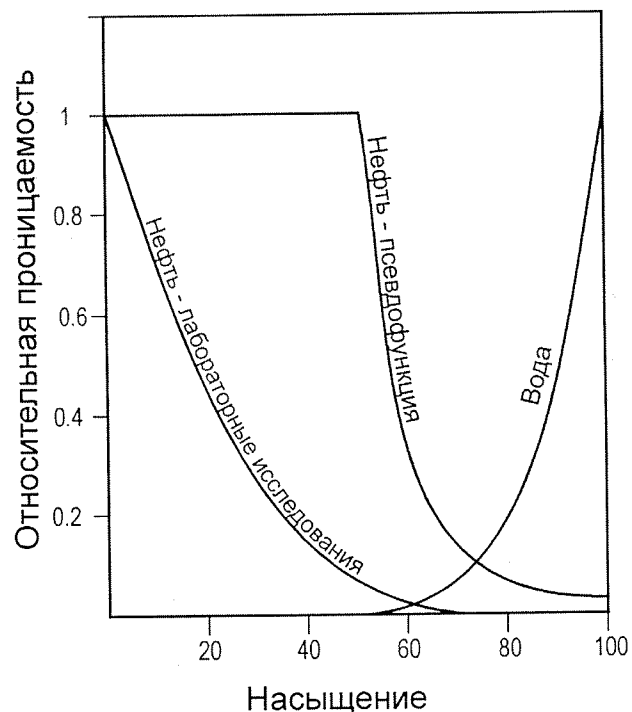


Рис. 2.22. График, иллюстрирующий использование псевдофункции зависимости относительной фазовой проницаемости от насыщения. По [Bethke, 1989].

Причины возникновения и типы потоков

Можно условно разделить течения флюидов на вынужденные, определяемые локальными процессами уплотнения и дегидратации породы, когда гравитационными эффектами можно пренебречь, и свободные (или гравитационные), связанные с изменением веса столба жидкости вдоль разреза из-за разницы рельефа (пьезометрический градиент) или наличия плотностных градиентов в самой жидкости. При вынужденной конвекции флюиды «выжимаются» из породы за счет избыточного давления, возникающего при уплотнении породы или при высвобождении дополнительного количества флюидов в результате дегидратации минеральной части породы (переход гипса в ангидрит, монтмориллонита в иллит и т. д.).

Течения, вызванные плотностным контрастом. Плотность воды изменяется при изменении температуры и изменении концентрации растворенных в воде солей и газов. Для течений такого типа невозможно ввести скалярный потенциал. Никакое распределение давления не может уравновесить латеральное изменение плотности, чтобы не возникло течения.

Течение может начаться и из-за вертикального градиента температур. Критерий нестабильности (начала конвекции) в такой системе описывается хорошо известным числом Рэлея. Конвекция ожидается при $Ra \geq 40$. При нормальном значении температурного градиента такие значения могут достигаться в песчаниках бассейнов континентальных окраин.

Если существует латеральный температурный градиент (из-за изменений теплового потока фундамента или резких колебаний теплопроводности пород или присутствия наклонного водоносного горизонта) или градиент концентрации раствора солей (в окрестности соляных диапиров), то течение обязательно будет иметь место, однако его скорость может быть слишком малой.

Течения, вызванные рельефом. В этом случае возможно ввести скалярный потенциал, равный работе по перемещению жидкости между двумя точками $\Phi = P - \rho g z$. В случае изотропной проницаемости получается уравнение Лапласа и возможно использовать все методы, разработанные для его решения. Граничные условия, как правило, предполагают верхнюю поверхность воды совпадающей с поверхностью рельефа. В качестве нижней границы выбирают водонепроницаемые слои, и ставится условие равенства потока нулю на нижней границе.

Вынужденные течения. Уплотнение всегда сопровождается выжиманием вод, эта вода играет важную роль в переносе ионов и орга-

нических молекул из глин и аргиллитов в песчаники, где они служат причиной цементации.

Скорость течения вызванного уплотнением пород достаточно мала (1–10 см/год) [Bethke, 1989], однако с ним связаны некоторые важные эффекты, в частности, развитие аномальных давлений и химические превращения в породах в результате смешивания формационных и метеорных вод.

Аномальное давление поровой жидкости развивается в случае быстрой седиментации, если вода не успевает покинуть поровое пространство. Аномальное давление задерживает уплотнение пород и может приводить к образованию трещин гидроразрыва.

Градиент рельефа и вынужденные течения под действием уплотнения могут привести к смешиванию метеорных и формационных вод, сильно различающихся по своему составу. Это приводит к значительным химическим изменениям в породах, в частности, к цементации или наоборот образованию вторичной пористости (если поровая жидкость разжижена несолеными водами, выделившимися при дегидратации), образованию рудных тел, деградации нефтяных залежей (посредством выноса более растворимых углеводородов или посредством бактериальной атаки). В этом случае также можно ввести потенциал, причем решение задачи фильтрации под действием уплотнения и рельефа получается в виде суммы $\Phi = \Phi_1 + \Phi_2$, где Φ_1 и Φ_2 представляют собой решения уравнений

$$\sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{k_i}{\mu} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x_i} \right) = 0$$

$$\sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{k_i}{\mu} \frac{\partial \Phi_2}{\partial x_i} \right) = \varphi \beta \left(\frac{\partial \Phi_2}{\partial t} + \rho g v_{sed} \right) + \frac{1}{1-\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

с верхним граничным условием $\Phi_2 = 0$, Φ_1 , отражающим рельеф.

Влияние фильтрации вод на другие процессы

Тепловое влияние. Тепловое влияние вынужденной конвекции, как было указано выше, незначительно. Свободная конвекция, однако, может привести к значительным изменениям распределения температур. Фактор теплового влияния течения вод в уравнениях был рассмотрен выше.

Гидрологический перенос вещества. Перенос и перераспределение растворенных в воде веществ описывается одним из видов закона диффузии Фика [Теркот, Шуберт, 1985]. Гидродинамическая дисперсия (физическое смешивание) возникает при ветвлении и слиянии путей

течения при движении жидкости вокруг зерен породы и через неоднородности среды. Дисперсия происходит как вдоль так и вкрест течению (т. е. она тензор). Экспериментальных определений тензора дисперсии достаточно мало. Детальное изучение дисперсии не всегда подтверждает линейную форму закона Фика.

Миграция углеводородов. Различают первичную (от материнской породы до пористых пород резервуара) и вторичную (через пористые породы в места скопления) миграцию углеводородов. Вероятно, во время первичной миграции углеводороды движутся в виде дискретных глобулей, коллоидальной суспензии или в растворенном виде в зависимости от конкретных условий. Иногда предполагают, что перераспределение углеводородов достигает максимума при выделении межслойных вод из смешаннослойных глин. На вторичную миграцию влияют три фактора: силы плавучести более легких по отношению к воде нефти и газа; капиллярное давление и силы поверхностного натяжения; гидродинамика движения поровых вод. Направление движения определяется направлением движения потока вдоль локальных или региональных градиентов давления; возможна миграция вверх, вниз и в стороны в зависимости от конкретных условий.

Скорость течения нефти при вторичной миграции может значительно превышать скорость течения окружающих поровых вод в тех же самых породах. Это определяется, во-первых, тем, что сила плавучести нефти выше (так как она легче), и, во-вторых, тем, что благодаря меньшему значению силы поверхностного натяжения нефть занимает наиболее проводящую (с наибольшим размером пор и трещин) часть породы. Разница в скоростях течения может составлять до одного порядка [Bethke, 1989].

Обратная задача. Реперы

К сожалению в палеогидрологии не существует такого хорошего репера, как отражательная способность витринита в палеогеотермии. В качестве палеогидрологических реперов, определяющих правильность выбора начальных и граничных условий в прямой задаче, выступают современное распределение состава флюидов и так называемая диагенетическая запись, т. е. преобразования минеральных зерен породы и отложенный в межзерновом пространстве цемент, отражающие кинетику реакций растворения/осаждения, которая в свою очередь зависит от состава флюидов. Химический состав и количество отложенного цемента позволяют оценить направление потоков флюидов, перенесших необходимое количество ионов и определивших условия для их выпадения в осадок (как правило, такие условия возник-

кают при смешивании глубинных рассолов с метеорными водами). Необходимо моделировать фильтрацию флюидов совместно с реакциями растворения/осаждения и сравнивать рассчитанные величины с наблюдаемыми. Кроме этого, возможно оценить направление и величину потоков флюидов на основании учета теплового эффекта фильтрации в задаче расчета палеотемператур.

Моделирование фильтрации флюидов — существенно трехмерная задача

При наличии градиента рельефа или наклона слоев в породах водоносного слоя возникает латеральное движение флюида. Очевидно, что при этом течение определяется пространственной геометрией водоупора или дневной поверхности. Поэтому в большинстве случаев течения являются существенно трехмерными. Решения двумерной задачи могут дать лишь оценки, для получения же точного результата необходимо решать трехмерную задачу. Задача фильтрации флюидов в одномерной постановке вообще не имеет смысла в масштабах разреза, однако ее можно использовать в масштабах слоя с низкой проницаемостью, в котором движение флюидов в основном вертикальное (например, при оценках первичной миграции углеводородов или устойчивости ловушки во времени), однако и здесь надо учитывать наличие латеральных неоднородностей (например, разломов). В общем альтернативой решения трехмерной задачи является разбиение бассейна на слои с низкой и высокой проницаемостью — водоупоры и водоносы, для водоносов решается двумерная задача латеральной фильтрации флюидов в плане, для водоупоров — одномерная задача вертикального просачивания.

2.3.4. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФЛЮИДОВ И ПОРОДЫ

Многие локальные процессы в осадочных породах определяются химическим взаимодействием минеральной части породы с флюидом. Изучению этого вопроса посвящено огромное количество публикаций, включая множество работ, сфокусированных на количественном геохимическом моделировании. Исходя из положенных в основу моделирования геохимических реакций, для того чтобы стало понятным, каким образом возможно использовать геохимические модели в общем контексте моделирования бассейнов.

Геохимические модели основаны на принципах химической термодинамики, которые независимы от геологической обстановки. Два главных направления в геохимическом моделировании: (1) прямое мо-

делирование, предсказывающее эволюцию состава водной фазы и массоперенос на основании предполагаемого набора реакций, и (2) обратное моделирование, определяющее массоперенос на основании наблюдаемых химических и изотопных данных.

Оба подхода требуют информации о термодинамических свойствах водных растворов и минералов породы, поэтому составной частью геохимической модели является база данных о термодинамических и химико-кинетических параметрах реакций. Модели, совмещающие моделирование взаимодействия флюидов и породы с моделированием фильтрации, называются моделями типа реакция–транспорт. Они могут демонстрировать сложное нелинейное поведение и черты самоорганизации [Ortoleva, 1994], начиная даже с простейших моделей типа реакция–диффузия.

Для построения количественной модели необходимо иметь модель взаимодействия твердой части с раствором и модель состава раствора.

Скорости локальных реакций

Для многих простых превращений установлено, что их скорость зависит от концентрации реагирующего вещества следующим образом:

$$\frac{dC}{dt} = -K \cdot C^n,$$

где K — постоянная скорости реакции (удельная скорость реакции), n — порядок реакции. Во многих случаях установлено, что зависимость от температуры константы скорости реакции подчиняется закону Аррениуса

$$K = A \cdot \exp\left(-\frac{E_a}{RT}\right),$$

где E_a — экспериментальная энергия активации (она должна быть постоянна в данном интервале температур), A — предэкспоненциальный множитель (вероятностный фактор). С точки зрения статистической теории экспонента представляет долю молекул, энергия которых достаточна для достижения активированного состояния. Большинство процессов необходимо рассматривать как результат противоположно направленных реакций. Различия между энергиями активации прямой и обратной реакции соответствует теплоте реакции

$$\Delta E = E_f - E_r.$$

Большинство интерпретаций химической кинетики основано на теории Эйринга о том, что на пути реакции существует особая, характеризующаяся максимальной энергией конфигурация «активированного комплекса», находящаяся в равновесии как с исходным, так и с конечным

состояниями. Скорость, с которой активированные комплексы пересекают потенциальный барьер, представляет собой скорость реакции. Более подробное рассмотрение данного вопроса можно найти в курсах химической кинетики или геохимии, например, Файф и др. [1981].

Модели растворения/осаждения минералов

В условиях продолжительного взаимодействия породы и флюида в системе устанавливается равновесие флюида и растворенных минералов. Концентрация минерала в равновесном насыщенном растворе характеризуется растворимостью минерала. Растворимость минерала в общем случае зависит от температуры, давления и состава раствора. При наличии модели раствора можно учесть последний фактор в этой модели, в этом случае необходимо знать зависимость растворимости от температуры и давления. Как правило, величина растворимости минералов получается экспериментально. Основные породообразующие минералы осадочных пород — это полевые шпаты, карбонаты, сульфаты, кварц.

Растворимость карбонатов зависит от pH и активности иона $аСО_3$. В чистой воде кальцит растворяется незначительно, растворимость заметно повышается с повышением парциального давления $СО_2$, но уменьшается с повышением температуры [Файф и др., 1981]. Обобщенные данные по растворимости карбонатов приведены Холландом [Holland, 1967; Файф и др., 1981].

Равновесная растворимость ангидрита зависит от температуры, давления и солености поровой жидкости. Ли и Бетке [Lee, Bethke, 1987] определили молярную растворимость ангидрита на основании опубликованных лабораторных данных

$$\ln m_{anh} = -2.33 - 1.59 \cdot 10^{-2}T + 6.1 \cdot 10^{-4}P + 1.82 \cdot 10^{-5}T^2 - 7.05 \cdot 10^{-8}P^2 + 3.14 \cdot 10^{-7}TP,$$

где T — температура в градусах Цельсия, P — давление в барах.

Растворимость кварца зависит главным образом от температуры [Lee, Bethke, 1987]:

$$\log m_{qtz} = 1.881 - 2.028 \cdot 10^{-3}T_k - \frac{1560}{T_k},$$

где T_k — температура в градусах Кельвина. Растворимость кварца повышается с повышением температуры, таким образом, кварц и карбонаты будут вести себя по-разному при изменении температуры. При возрастании температуры карбонаты будут выпадать в осадок, а кварц растворяться. При убывании будет иметь место обратный процесс.

Полевые шпаты обладают инконгруэнтной растворимостью с образованием новых твердых фаз. Селективное выщелачивание компонентов (щелочей и кремнезема) при изменении полевых шпатов определя-

ется несколькими переменными, особенно степенью недосыщенности раствора по отношению к конкретным компонентам, а также скоростью удаления растворенных компонентов.

Количество экспериментальных данных о растворимости полевых шпатов невелико. Растворимость полевого шпата при высоких давлениях (5 кбар) и температурах (600 °C) меньше, чем у кварца. Данные о растворимости альбита приведены Кюрри [Currie, 1968; Файф и др., 1981]. Детальный анализ кинетики растворения полевого шпата свидетельствует о том, что скорость растворения может контролироваться диффузией компонента из реагирующего минерала сквозь каемку новообразованного продукта инконгруэнтного растворения [Файф и др., 1981].

В случае отклонения от равновесной концентрации необходимо оценивать скорость реакции. Большинство минеральных реакций протекает в виде серии сложных последовательных ступеней, среди которых различаются [Файф и др., 1981]:

- 1) диффузия реагирующих веществ от поверхности к дефектам структуры,
- 2) обмен реагирующих частиц на поверхности зерен при адсорбции,
- 3) химическая реакция на поверхности зерен,
- 4) высвобождение компонентов с поверхности реагирующего вещества посредством десорбции,
- 5) перенос продуктов реакции от поверхности взаимодействия посредством диффузии или потока флюида,
- 6) образования центров кристаллизации новой фазы,
- 7) рост зерен новообразованных зародышей.

Эти ступени имеют различную скорость, и общая скорость реакции определяется наиболее медленной ступенью. Диффузионный перенос (1 и 5) обычно наиболее быстрый, адсорбция и десорбция (2 и 4) осуществляются быстрее химических реакций (3) [Файф и др., 1981]. Таким образом, общая скорость реакции растворения контролируется, как правило, ступенью (3), реакции осаждения — ступенями (6 и 7).

Растворение минерала начинается, как правило, с адсорбции ионов H^+ на поверхностных дефектах или обмен ионов H^+ со слабосвязанными в структуре минерала катионами (например, Na^+ или K^+ у полевых шпатов).

Растворение кристаллов можно выразить соотношением

$$R = \frac{DS}{r}(C_s - C),$$

где R — скорость растворения (масса в единицу времени), D — коэффициент диффузии данного компонента в растворе, S — площадь по-

верхности кристалла, r — мера пространственного размера кристалла, C_x — концентрация компонента в растворе непосредственно в месте реакции, C — концентрация компонента во всей массе раствора.

Уравнение изменения концентрации растворенного вещества с учетом прямой и обратной реакции имеет вид

$$dC/dt = a + b \cdot C,$$

где C — концентрация компонента в растворе, a и b — константы скоростей прямой и обратной реакции соответственно.

Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют, что даже при низких температурах равновесие кальцита, кварца и полевых шпатов устанавливается в пределах нескольких дней. При моделировании растворения этих минералов в геологических масштабах времени вполне достаточно использовать равновесные значения растворимостей.

Модели водных растворов

Обзор моделей водных растворов дается на основании работы Плюммера [Plummer, 1992]. Две основные модели используются для описания водных растворов: модель ионных ассоциаций и модель специфического взаимодействия.

Модель ионных ассоциаций учитывает неидеальность водных растворов путем введения коэффициентов активности ионов и образования водных комплексов. Коэффициенты активности ионов получаются на основании расширения теории Дебая–Хюкеля, образование водных комплексов из гидратированных ионов описывается соответствующими реакциями. Модель ионных ассоциаций содержит следующий набор уравнений: (1) соотношения баланса масс для каждого элемента, (2) набор реакций между водными компонентами и константы равновесия для образующихся ионных комплексов, (3) соотношения, определяющие индивидуальные коэффициенты ионной активности.

Модель специфического взаимодействия использует расширение теории Дебая–Хюкеля, чтобы определить избыточную свободную энергию водных растворов. На ее основе возможно рассчитать средние коэффициенты активности в широком диапазоне концентраций растворов электролитов.

Первый тип моделей легко расширяем, чтобы включить дополнительные элементы и комплексы. В литературе описаны тысячи таких реакций, и все эти данные могут быть включены в модель. Однако она становится неприменимой в растворах с высокой ионной силой. Вторым типом моделей применим даже для очень концентрированных смешанных электролитических растворов.

Однако попытки применения моделей водных растворов для определения стабильности и равновесной растворимости минералов часто дают результаты, несовместимые с экспериментальными данными.

Модели водных растворов используются как в прямом, так и в обратном моделировании. В прямой задаче модели водных растворов и данные по минералам используются для предсказания растворимости минералов, новообразующихся минералов, концентраций ионов, путей реакций, массопереноса. В обратной задаче модели растворов и данные по стабильности минералов используются для определения индексов насыщения, которые определяют термодинамический потенциал реакции. Эти данные комбинируются с соотношениями баланса вещества (включающих баланс масс, баланс электронов, баланс изотопов) и используются для восстановления массопереноса на основании известного химического и изотопного состава растворов.

Модели типа реакция–транспорт

В литературе описана несколько моделей подобного типа, ниже на основании работы Chen et al. [1994] излагается одна из наиболее разработанных моделей, включающая изменение пористости и проницаемости от времени в зависимости от реакций растворения/осаждения.

В основу модели положены следующие предположения:

— поровая жидкость полностью заполняет поровое пространство, несжимаема, ее вязкость не меняется в зависимости от состава растворенных веществ;

— фильтрация описывается законом Дарси, проницаемость является функцией геометрии зерен;

— скорость нарастания/растворения зерен ограничена реакцией на поверхности;

— растворенные вещества переносятся посредством адвекции (выноса вместе с флюидом), диффузии и дисперсии;

— реакции в водной фазе, быстрые по отношению к реакциям с участием минеральной фазы, и, следовательно, могут считаться равновесными.

Сохранение массы компонента α в растворе описывается соотношениями (индексы m и f относятся к реакциям с участием минеральной и водной фаз)

$$\frac{\partial \varphi c_\alpha}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (-\varphi D_\alpha \vec{\nabla} c_\alpha + \vec{u} \varphi c_\alpha) + \sum_{k=1}^{N_f} v_{\alpha k}^f W_k^f + \sum_{k=1}^{N_m} v_{\alpha k}^m W_k^m, \quad \alpha=1, 2, \dots, N,$$

где φ — пористость, c_α — концентрация соответствующего компонента, D_α — коэффициент диффузии и дисперсии, \vec{u} — скорость флюида,

$v_{\alpha k}^f W_k^f$ и $v_{\alpha k}^m W_k^m$ — стехиометрические коэффициенты специи α в реакции k (минеральной или водной соответственно), W_k^f и W_k^m — скорость k -той реакции (моль/(объем·время)) жидкой или минеральной фаз соответственно. Для замыкания этой системы необходимы реакции, выражающие n и W_k^f через геометрию зерен осадков и состав и D_α через геометрию и скорость флюида.

Изменение геометрии (структуры) минеральной части породы в результате процессов растворения/осаждения описывается соотношением

$$\varphi + \sum_{i=1}^{N_m} n_i V_i = 1,$$

где n_i — число зерен минерала i в единице объема. Если предположить, что все зерна имеют сферическую форму, то объем одного зерна V_i задается в виде $4/3\pi R_i^3$.

Реакции растворения описываются набором уравнений первого порядка

$$M_i + \sum_{\alpha=1}^N v_{\alpha k(i)}^m S_\alpha = 0,$$

где $v_{\alpha k(i)}^m$ — стехиометрический коэффициент специи α в минеральной реакции $k(i)$, влияющей на минерал i . Для реагентов $v_{\alpha k}^m < 0$. Пока для продуктов $v_{\alpha k}^m > 0$ мы имеем

$$\frac{\partial R_i}{\partial t} = \sum_{k(i)} G_{k(i)}$$

$$G_k = \kappa_k \left(\prod_{v_{\alpha k(i)}^m < 0} a_\alpha^{|v_{\alpha k(i)}^m|} - \prod_{v_{\alpha k(i)}^m > 0} \frac{a_\alpha^{|v_{\alpha k(i)}^m|}}{K_k} \right),$$

где κ_k — скорость реакции $k(i)$, K_k — постоянная равновесия реакции $k(i)$. κ_k положительна и может зависеть от состава (рН). Активности компонентов, содержащихся в поровой жидкости, a_α , зависят от давления, температуры и состава поровой жидкости, K_k зависят от давления и температуры. Обозначим через ρ_i молярную плотность минерала i (число молей i в единице объема породы). Скорость реакции i -того минерала $W_{k(i)}^m$ имеет вид

$$W_{k(i)}^m = n_i \rho_i 4\pi R_i^2 G_{k(i)}.$$

скорость изменения объема зерна V_i из-за растворения/осаждения

$$\partial V_i / \partial t = 4\pi R_i^2 \cdot \partial R_i / \partial t.$$

Уравнения фильтрации флюидов в предположении Дарси

$$\frac{\partial \varphi c_w}{\partial t} = \bar{\nabla} \cdot \left[\frac{c_w \kappa}{\mu} (\bar{\nabla} p - \rho g z) \right] + R_{xn},$$

где R_{xn} — член учитывающий поглощение/выделение воды в реакциях, μ — вязкость жидкости, κ — проницаемость породы, которую можно выразить через ее структуру на основании соотношения Фейра-Хэтча (Fair-Hatch), аналогичного соотношению Козени-Кармана,

$$\kappa = \frac{\varphi^3}{\mu \theta^2 (1 - \varphi)^2} \cdot \left(\sum_i \frac{\theta_i n_i V_i}{R_i} \right)^{-2},$$

коэффициент упаковки (≈ 5), θ — геометрический коэффициент (≈ 6 для сферических зерен).

Таким образом, имеется замкнутая систем уравнений, описывающая поведение системы. Для ее использования необходимо определить набор реакций в водной фазе и реакций растворения/осаждения минеральной фазы и задать соответствующие коэффициенты.

Поскольку здесь рассматриваются малые масштабы, то уравнения фильтрации (и значения проницаемости) это не те же самые уравнения фильтрации, которые используются при моделировании бассейнов. Для самосогласованного описания процессов, протекающих в разных масштабах, необходимо использовать специальную процедуру гомогенизации [Sonnenenthal et al., 1992], позволяющую результаты моделирования на меньших масштабах соотнести с усредненными значениями параметров на больших масштабах.

2.3.5. ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОДЫ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ВОЗРАСТАЮЩИХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР ПРИ ПОГРУЖЕНИИ

Уплотнение и литификация осадков. Изменения порового пространства

Уплотнение осадков является одним из основных факторов, определяющих эволюцию геометрической формы осадочного разреза. Уплотнение не определяется каким-либо одним процессом, но является результатом действия нескольких факторов: процессов растворения/осаждения минеральной части породы и фильтрации флюидов, переносящих растворенное вещество, дегидратации, переупаковки и пластической деформации зерен породы. Эти факторы зависят от РТ-условий, времени и химического состава породы и флюидов. Уплотнение всегда сопровождается выжиманием вод, эта вода играет важную роль в переносе ионов и органических молекул из аргиллитов в песча-

ники. Получение количественной модели уплотнения и литификации осадков, удовлетворительно описывающей реальные объекты, является чрезвычайно важной в практическом отношении задачей. Именно этот фактор является сейчас наименее определенным, хотя и одним из наиболее важных при моделировании миграции и образования скопленных углеводородов.

В природе зависимость пористости от глубины немонотонна и на разных этапах определяется разными процессами. В кварцевых песчаниках, например, наблюдается следующая зональность [Dutton, Diggs, 1990] (приводимые цифры приблизительны и даны только для качественного сопоставления): (1) в верхних интервалах разреза (приблизительно до 1 км) основное изменение пористости происходит за счет переупаковки зерен породы, что дает уменьшение пористости около 15%; (2) ниже основное изменение пористости происходит за счет цементации, что также дает уплотнение порядка 15%, эффекты фазовых переходов в глинах могут изменить пористость на 3–5%; (3) начиная примерно с глубины 2.5 км большие значения приобретают процессы пластической деформации зерен породы, что дает уменьшение пористости около 5–10%.

В общем можно выделить следующие основные процессы, влияющие на уплотнение породы: переупаковка зерен породы; растворение и цементация; пластическая деформация зерен породы в результате растворения под давлением; химическое взаимодействие породы и флюида (например, доломитизация); реакции дегидратации.

Переупаковка зерен

Переупаковка зерен породы определяет эволюцию пористости в верхних частях разреза. Суть этого процесса состоит в том, что под действием нагрузки вышележащих толщ зерна породы меняют свое взаиморасположение на более плотное. Это можно проиллюстрировать на примере набора шаров одинакового радиуса. В такой системе существует 6 стабильных конфигураций и 2 нестабильных. Из стабильных конфигураций 3 имеют квадратную симметрию и 3 гексагональную. Пористость наиболее редкой упаковки составляет 47.64, наиболее плотной — 25.95. Количество межзерновых контактов при этом изменяется от 6 до 12. Для зерен разного размера величина пористости наиболее плотной упаковки еще меньше. Одновременно в наборе шаров присутствуют разные типы упаковки, так что общая пористость определяется пористостью и процентной долей каждой упаковки. Под действием нагрузки система стремится занять энергетически более выгодное положение, т. е. с возрастанием нагрузки происходит переход от

менее плотных к более плотным упаковкам. При наличии разноразмерных зерен пористость в наиболее плотной упаковке будет еще ниже.

В глинах также происходит аналогичный процесс, состоящий в более плотной упаковке чешуек путем их геометрической переориентации, как об этом свидетельствуют данные электронной микроскопии [Vasseur et al., 1995].

В целом переупаковка зерен приводит к экспоненциальной зависимости пористости от глубины и требует лишь относительной подвижности зерен. В некоторых случаях ранняя цементация зерен породы может помешать этому, и тогда порода сохраняет большую пористость на больших глубинах.

После того как зерна пород занимают наиболее энергетически выгодное положение, дальнейшее уменьшение пористого пространства происходит за счет химических реакций растворения/осаждения материала или дегидратации.

Растворение и цементация

Кинетика реакций растворения/осаждения зависит от химического состава флюидов, температуры и приложенных напряжений. Условно различают растворение под давлением, являющееся результатом пластической деформации зерен породы, и растворение как результат химического взаимодействия зерен породы и флюида. Скорость последнего определяется градиентом химического потенциала. Учет этого процесса важен тогда, когда происходит активная фильтрация поровой жидкости, растворенное вещество переносится с флюидами и, попадая в другие химические условия, осаждается в виде цемента. Это явление ответственно за раннюю цементацию породы и за образование вторичной пористости. Моделировать его необходимо совместно с фильтрацией флюидов.

Главнейшие факторы, определяющие процесс растворения, — это степень насыщенности флюида по отношению к минералам, с которыми он соприкасается, и продолжительность взаимодействия флюида с этими минералами. Основные минералы, участвующие в этом процессе, это полевой шпат, карбонаты, сульфаты, кварц. Соответственно необходимо знать зависимости растворимостей этих минералов от температуры и давления. Более полное математическое описание реакций взаимодействия флюидов и породы было дано в предыдущем разделе.

В контексте моделирования бассейнов часто полезно иметь упрощенную модель, рассчитывающую только необходимые параметры. Это позволяет избежать неоправданного усложнения вычислений. Такое описание процессов растворения/осаждения приводится ниже на

основании работы Ли и Бетке [Lee, Bethke, 1994]. Будем использовать Лагранжеву систему координат (ось z направим вертикально, ось x горизонтально). Скорость цементации dX_i/dt минерала i определяется соотношением

$$\frac{1}{\varphi} \frac{dX_i}{dt} = -\frac{\partial V_i}{\partial t} - (\vec{v}' \cdot \vec{\nabla} V_i) + \vec{\nabla} \cdot (D \vec{\nabla} V_i) = -\left[\frac{\partial V_i}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial V_i}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial t} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \times \\ \times D_x \left[\frac{\partial V_i}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial V_i}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \cdot D_z \left[\frac{\partial V_i}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial V_i}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial z} \right] - v'_x \left[\frac{\partial V_i}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + \right. \\ \left. + \frac{\partial V_i}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} \right] - v'_z \left[\frac{\partial V_i}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial V_i}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial z} \right],$$

где X_i — безразмерный объем цемента, т. е., объем минерала i в единице объема породы, V_i — безразмерная растворимость, т. е. объем минерала i , который может быть растворен в единице объема поровой воды, φ — пористость, P — давление, T — температура, \vec{v}' — скорость фильтрации поровых флюидов, D_x, D_z — коэффициенты гидродинамической дисперсии, учитывающие диффузию растворенных веществ и механическое перемешивание подземных вод. Безразмерная растворимости V_i может быть вычислена на основании молярной растворимости m_i как

$$V_i = m_i \cdot M_{V_i} \cdot \rho_f (1 - TDS \cdot 10^{-6}) 10^{-3},$$

где M_{V_i} — молярный объем минерала в $\text{см}^3/\text{моль}$, ρ_f — плотность флюида в $\text{г}/\text{см}^3$, TDS — полное количество растворенного твердого вещества в $\text{мг}/\text{кг}$. Без ущерба для точности можно положить $\rho_f = 1$, $TDS = 0$. Аппроксимации для молярных растворимостей основных породобразующих минералов приведены в предыдущем разделе.

Растворение под давлением

Растворение под давлением является основным способом пластической деформации зерен породы. Оно ответственно за наибольшие потери пористости при уплотнении известняков и песчаников, а также является важным источником цемента. Происходит оно под действием химического потенциала, возникающего благодаря сильному градиенту напряжений от контакта зерен (где напряжения литостатические) к свободной поверхности (где напряжения гидростатические). Ликвидация этого градиента напряжений происходит вследствие диффузного переноса материала из мест с высоким напряжением в места с низким напряжением. Существуют два механизма растворения под давлением [Dewers, Ortoleva, 1990]: (1) растворение на свободной поверхности зерен вблизи контакта, диффузия через поровую жидкость и осажде-

ние в виде цемента; (2) растворение на межзерновых контактах с последующей диффузией через тонкую водную пленку, обволакивающую кварцевые зерна. Математически оба этих процесса описываются набором уравнений типа реакция–диффузия.

Первый механизм определяется миграцией дислокаций при пластической деформации зерен от контактов к свободной поверхности. Энергетически он осуществляется за счет упругой и дислокационной энергии деформации и увеличения поверхностной области при микрогрануляции. Его скорость ограничена скоростями растворения/осаждения и диффузии через поровую воду и обволакивающую зерна оболочку из глинистых минералов (т. е. скорость перемещения дислокаций достаточно велика, это позволяет избежать моделирования процесса пластической деформации зерна).

Тонкая пленка жидкости (порядка нескольких нанометров), выдерживающая напряжения до 1 кбар, наблюдалась в лаборатории на контактах кварц–кварц [Tada et al, 1987]. Изучение молекулярной динамики водной пленки, адсорбированной между двумя филосиликатными поверхностями, подтверждает ее слоистую конфигурацию с большим коэффициентом самодиффузии параллельно поверхности. Свойства адсорбированной жидкой пленки на границах зерен зависят от химического состава, нормального напряжения, давления жидкости, присутствия глинистых минералов, природы минеральных поверхностей на контакте. Скорость данного механизма ограничена скоростью диффузии.

Растворение под давлением характерно для песчаников и известняков и служит причиной таких наблюдаемых эффектов, как коррозия зерен и стилолиты. Присутствие глинистого цемента оказывает влияние на этот процесс. Этот эффект может быть как химическим, так и структурным. Химическое действие присутствия глин состоит в том, что они могут изменять кинетику химических реакций, происходящих с участием растворенного в воде SiO_2 . Структурное действие состоит в том, что глины обволакивают кварцевые зерна, и это уменьшает скорость растворения/осаждения на свободной поверхности зерен и увеличивает скорость диффузии через пленку вдоль границ зерен.

Модель реакций растворения под давлением приводится на основании работы [Dewers, Ortoleva, 1990]. Математическое описание процесса растворения под давлением предполагает рассмотрение системы типа реакция–диффузия. Примем для простоты, что порода состоит из кварцевых зерен в форме усеченной сферы (рис. 2.23) в кубической упаковке.

Изменение вертикального размера зерна (L_z) со временем контролируется скоростью реакции растворения под давлением (G_z)

$$DL_z/Dt = G_z,$$

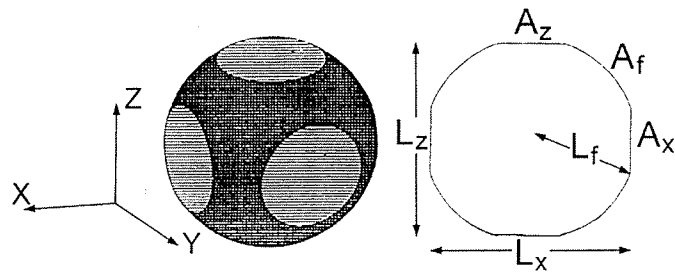


Рис. 2.23. Геометрическая форма зерна породы и использованные обозначения в модели уплотнения породы за счет растворения под давлением.

L_x, L_y, L_z — линейные размеры, A_x, A_y, A_f — площадь поверхности.

где DL_c/Dt — материальная производная. В Лагранжевой системе координат $D/Dt = d/dt$, в Эйлеровой $D/Dt = \partial/\partial t + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}$, где \vec{u} — скорость движения породы.

Предполагаем, что реакция растворения под давлением может быть описана кинетическим соотношением первого порядка

$$G_z = k_z(c - c_z^{eq}),$$

где k_z — постоянная скорости, c — концентрация растворенного SiO_2 в поровой жидкости, c_z^{eq} — равновесная концентрация SiO_2 в водной пленке между z-контактами, поддерживающими напряжения. Последняя величина определяется как

$$c_z^{eq} = \hat{c} \exp\left(\frac{3(P_z - P)}{RT} \left(\frac{1}{\rho_{su}^m} - \bar{V}\right)\right),$$

равновесная концентрация кремнезема в поровой жидкости \hat{c} определяется на основании экспериментальных данных (см. предыдущий раздел), \bar{V} — парциальный молярный объем растворенного кремнезема.

Коэффициент k_z зависит от механизма растворения под давлением. Для второго механизма с диффузией через водную пленку они могут быть выражены через коэффициенты диффузии (D_c) и толщину контакта (Δ_c)

$$k_z = \frac{2\pi D_c \Delta_c}{A_z \rho_s^m}.$$

Толщина контакта уменьшается с возрастанием приложенного напряжения. Коэффициент диффузии возрастает с увеличением температуры и к тому же зависит от структуры водной пленки. Таким образом, изменение фактора $\Delta_c \cdot D_c$ трудно учесть точно. В качестве первого приближения можно положить Δ_c постоянной ($\Delta_c \approx 10^{-7}$ [Tada et al., 1987]).

Зависимость коэффициента диффузии от температуры можно описать законом Аррениуса

$$D_c = A \exp(-E_{ac}/RT),$$

где $A = 2.54 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$, $E_{ac} = 40 \text{ кДж/моль}$ [Dewers, Ortoleva, 1990].

Сохранение массы в предположении отсутствия выноса/привноса раствора (т. е. все, что растворилось на контакте, должно осаждаться на свободной поверхности зерна) описывается соотношением

$$A_z G_z + A_f G_f = 0.$$

Скорость осаждения G_f подчиняется соотношению

$$G_f = k_f(c - \hat{c}),$$

где (с учетом диффузии через обволакивающую пленку глинистых минералов)

$$k_f = \frac{k_{f0}}{1 + \rho_s^m k_{f0} \Delta_f / D_f},$$

k_{f0} — коэффициент скорости осаждения на чистой поверхности зерна, Δ_f — толщина глинистой оболочки, D_f — коэффициент диффузии в оболочке. На основании некоторых соображений о строении глинистой оболочки можно положить $D_f = 10^{-4} D_c$ [Dewers, Ortoleva, 1990], ее толщина может быть извлечена из наблюдений или рассчитана на основании измеренного объема глинистой фракции.

Реакции дегидратации

Изменение структуры минералов под действием давлений и температур приводит к изменению упаковки атомов в кристаллической решетке, изменению минеральной плотности и соответственно объема минеральной части породы. Фазовые превращения при РТ-условиях, характерных для осадочного бассейна, связаны с дегидратацией и сопровождаются выделением большого количества связанной воды, которая остается в поровом пространстве. Таким образом, изменение фазового состояния вещества приводит первоначально к увеличению плотности минеральной части породы и увеличению пористости при неизменном общем объеме. В дальнейшем под действием давления поровая жидкость постепенно покидает поровое пространство, пористость уменьшается, достигая исходного значения. Вследствие выделения большого количества воды, в случае если фильтрация жидкости затруднена, порода не будет уплотняться достаточно длительное время. Таким образом, фазовые превращения приводят к уменьшению общего объема породы на величину уменьшения объема минеральной части, а также к развитию аномальных давлений поровых флюидов.

Основные реакции, происходящие в РТ-условиях осадочного бассейна, это реакции в глинах, связанные с потерей гигроскопической воды, и переход гипса в ангидрит. Эндотермическая реакция в глинистых минералах происходит в интервале 100–250 °С с максимумом в интервале 150–200 °С в зависимости от минерала [Фролов, 1993]. Наиболее интенсивно она идет у смектитов (с максимумом 150–180 °С). Реакция дегидратации гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ происходит, начиная от глубины примерно 200 м, но основной пик достигается на глубине около 1 км. В результате данной реакции объем породы уменьшается на 30–50 % [Фролов, 1993]. Однако, как и в случае с глинами, это уменьшение происходит не мгновенно, а определяется динамикой оттока выделяющейся воды.

Модель реакций дегидратации смектитов приводится на основании работы [Bethke, Altaner, 1986].

Преобразование смектита в иллит осуществляется через промежуточный смешаннослойный смектит/иллит агрегат. Отношение иллита к смектиту постепенно увеличивается с течением реакции. Возможным механизмом реакции является либо «твердотельная» замена ионов Si на Al в силикатных слоях и K в промежуточных, либо механизм растворение–осаждение. Здесь рассматривается первый механизм. На основании экспериментального изучения этой реакции было найдено, что для ее описания можно использовать псевдореакцию первого порядка с энергией активации около 18–20 ккал/моль. Сравнение этой модели с реальными наблюдаемыми в природе данными показало, что реакция первого порядка дает слишком большие скорости. Однако учет взаимного расположения частиц смектита и иллита в смешанном агрегате приводит к использованию вместо одной трех реакций первого порядка, что дает удовлетворительное согласие с наблюдениями.

Все смектитовые частицы в системе по отношению к соседству с частицами иллита разделяются на три типа: (1) оба соседа — смектиты; (2) один сосед — смектит, другой — иллит; (3) оба соседа — иллиты. Предполагается, что скорость реакции частиц каждого из этих типов различна, причем скорость реакции для первого типа соответствует экспериментально определенной. Полная скорость реакции равна сумме скоростей, ее составляющих

$$\frac{dN}{dt} = \sum_{i=1}^3 \frac{dN_i}{dt}$$

Каждый тип смектита описывается реакцией первого порядка

$$dN_i/dt = -k_i N_i$$

Комбинируя эти соотношения, получаем

$$\frac{1}{1-P_i} \frac{dP_i}{dt} = \sum_{i=1}^3 X_i k_i,$$

где X_i — доля смектитовых слоев каждого типа, $X_i = N_i/N$, P_i — доля иллита в смеси смектит + иллит. Константа скорости k_i изменяется с температурой согласно закону Аррениуса

$$k_i = A \exp\left(-\frac{E_i}{RT}\right).$$

Значение A оценивается как 10^{-3} 1/с. Энергия активации для смектитов первого типа берется из экспериментальных данных $E_1 = 18$ ккал/моль, разности $E_2 - E_1$ и $E_3 - E_2$ были оценены на основании статистического моделирования с использованием метода Монте-Карло [Bethke, Altaner, 1986] для различных значений P_2/P_3 . Например, $E_3 - E_2 = 1.7$ ккал/моль для $P_1/P_2 = 0.1$. Значение P_2/P_3 практически постоянно и равно 0.5, для него $E_2 - E_1 = 0.5$. Значения $E_3 - E_2 = 1.7$ для различных отношений P_1/P_2 приведены ниже:

P_1/P_2	0.1	0.01	0.001	0.0001
$E_3 - E_2$	1.7	3.5	5.2	6.9

Другие реакции дегидратации также описываются кинетическими соотношениями первого порядка с параметрами, которые определяются по возможности экспериментально.

2.3.6. ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Органическое вещество присутствует в осадочных породах в виде керогена, гуминовых кислот и битумоидов. Кероген определяется как «нерастворимая в водных щелочных растворах и в обычных органических растворителях» фракция. Битумоиды — это фракция, экстрагируемая обычными нейтральными органическими растворителями. Гуминовые кислоты извлекаются (после кислотной обработки) водной щелочью. В породе кероген находится или в виде тонкодисперсного микроскопически неразличимого аморфного материала, или в виде мелких частичек в кластических осадках.

Наиболее общие химические критерии для классификации керогена основаны на встречаемости химических элементов: углерода, водорода, кислорода. Наиболее часто используется для классификации отношение Н/С к О/С, его использование приводит к выделению трех основных классов керогенов. Они связаны с обстановкой осадконакопления: водородонасыщенный тип I — сапропелевый, связан с озерными и лагунными фациями, образован главным образом остатками одноклеточных водорослей; наиболее распространенный кероген типа

II — гумусово-сапропелевый, встречается в морских осадках и происходит из автохтонного органического материала, отлагавшегося в восстановительной обстановке; кероген типа III — гумусовый, наиболее богатый кислородом, образуется в континентальной обстановке и происходит из растительных остатков (преимущественно высших растений), которые подверглись гумификации под действием микроорганизмов (т. е. растительный лигнин был преобразован в гуминовые кислоты и нерастворимые остатки).

Современные растения и животные состоят в различных пропорциях из протеинов, углеводов, жировых липидов, пигментов и лигнинов. В процессе погружения эти биополимеры изменяются до геополимеров, которые в целом называются керогенами. Органические остатки, не использованные микроорганизмами поверхностного слоя в их жизненных процессах, соединяются путем поликонденсации и полимеризации в соединения, подобные фульвиевой и гуминовой кислотам. В процессе захоронения под воздействием температуры из этих остатков образуется инертный кероген и природный газ как продукт биохимического разложения. В дальнейшем при возрастании температур происходит достаточно сложный процесс термического разложения керогена с постепенным высвобождением сначала высокомолекулярных, а затем и низкомолекулярных углеводородов.

С точки зрения химического строения кероген представляет собой трехмерный полимер нерегулярного строения, жесткость которого усиливается донорно-акцепторными взаимодействиями, в котором кроме того присутствует некоторое количество мономолекулярных или малополимеризованных веществ, связанных с жестким каркасом донорно-акцепторным взаимодействием [Волков и др., 1994]. Термические превращения рассматриваются как своего рода деполимеризация, сопровождающаяся разложением функциональных групп с образованием продуктов, конкурирующих между собой за атом водорода. Вначале выделяется некоторое количество воды и диоксида углерода, образующихся в результате химических превращений, затрагивающих внешние полярные группы. Далее происходит расщепление химических связей на концевых участках макромолекулы керогена с выделением воды, диоксида углерода, сероводорода и органических соединений серы. Далее происходит разложение основной органической массы исходного вещества. Макромолекулы расщепляются с образованием короткоживущих свободных радикалов, рекомбинирующих и переходящих в стабильную конфигурацию. Это приводит к образованию высококонденсированных твердых продуктов с повышенным содержанием углерода и низким водородом и образованию жидких и газообразных продуктов, обогащенных водородом.

Основную роль здесь играет температура, поэтому этот процесс часто называют термической деградацией керогена. Не установлено какого-либо значительного влияния давления на деградацию керогена.

При созревании в органической массе уменьшаются содержание кислорода и атомные отношения Н/С и О/С в результате отщепления CO_2 и H_2O , реакций дегидрирования, ароматизации и деалкирования. Созревание керогена может быть описано изменением отношения Н/С к О/С вдоль так называемых эволюционных линий. Содержание водорода и кислорода уменьшается, относительная доля углерода увеличивается при увеличении зрелости.

Соответственно и исходный потенциал нефтегенерации изменяется у различных типов керогена. Наивысший он у керогена первого типа, наименьший — у керогена третьего типа. Приблизительный исходный потенциал приведен ниже:

тип I:	0.8–0.9	г(НС)/г(ТОС)
тип II:	0.6–0.7	г(НС)/г(ТОС)
тип III:	0.3–0.5	г(НС)/г(ТОС)

В настоящее время нет достаточно строгой теории, которая на основе химического состава керогена и его структуры позволила бы предсказать протекание процесса созревания и определить состав его продуктов. Поэтому в каждом конкретном случае желательно произвести пиролиз образца и на основании его данных строить модель процесса.

Кинетика реакций термической деградации керогена

Существует несколько моделей созревания органического вещества: модель, описывающая созревание ОВ одной реакцией первого порядка; модель, описывающая созревание ОВ бесконечным набором реакций первого порядка с гауссовым распределением энергий активации; модель набора параллельных реакций. Стандартом сейчас является модель, использованная в программном комплексе GENEX нефтяной компании BEICIP и Французского института нефти (IFP), описание которой и приводится ниже.

Среди реакций, описывающих созревание углеводородов, различают реакции первичного крекинга, в которых в результате воздействия температуры на исходный кероген образуются подвижные углеводороды, способные покинуть материнскую породу, и реакции вторичного крекинга, при которых эти вновь образованные фракции разлагаются на более легкие. Предполагается, что образование нефти и газа при термической деструкции керогена управляется набором параллельных химических реакций первого порядка (в каждой из которых образуется набор различных фракций нефти). Скорость каждой из этих

реакций описывается законом Аррениуса. Таким образом, предполагая систему закрытой мы можем записать

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = \hat{C}\bar{x} + \hat{B}\bar{q},$$

где $\bar{q}(t) = (q_i)(t)$ — вектор концентраций фракций нефти в материнской породе, \bar{x} — потенциал первичных реакций (остаточный потенциал керогена), \hat{C} — коэффициенты скоростей первичных реакций, \hat{B} — скорости вторичных реакций. Если происходит эмиграция углеводородов, ее необходимо учесть в уравнении введением соответствующего члена в правой части. Начальные условия записываются в виде

$$x_i(0) = TOC_0 \cdot x_{i0}, \quad q_i(0) = TOC_0 \cdot q_{i0},$$

где TOC — исходный потенциал породы. Остаточный потенциал первичных реакций получается решением уравнения первичного крекинга

$$\frac{dx_i}{dt} = -A_i \exp\left(-\frac{E_i}{RT}\right) x_i.$$

Матрица коэффициентов \hat{C} имеет вид

$$C_{ij} = A_j \exp\left(-\frac{E_j}{RT}\right) a_{ji},$$

где a_{ji} — вес. % фракции i среди продуктов первичного крекинга в результате реакции j . Коэффициенты вторичного крекинга записываются в виде

$$\begin{cases} B_{ij} = A'_j \exp\left(-\frac{E'_j}{RT}\right) a_{ji} & i = 1 \dots m, \quad j = 1 \dots p, & i \neq j \\ B_{ij} = -A'_j \exp\left(-\frac{E'_j}{RT}\right) & j = 1 \dots p, & i = j \\ B_{ij} = 0 & i = 1 \dots m, \quad j = p+1 \dots m, & i \neq j, \end{cases}$$

где $i = 1 \dots m$ — фракции нефти, $j = 1 \dots p$ — первичные реакции, $j = p+1 \dots m$ — вторичные реакции.

Коэффициенты A_j , E_j определяются на основании анализа лабораторных данных. Существует модель каждого из типов керогена, однако предпочтительным является анализ данных пиролиза конкретных образцов в каждом конкретном случае. Количество рассматриваемых фракций может варьироваться в зависимости от модели, в простейшем случае это нефть и газ.

Следует отметить, что из формы закона Аррениуса следует, что процесс преобразования керогена в нефть и газ сильнее подвержен влиянию температуры (зависимость экспоненциальная), чем времени (зависимость линейная).

Эмиграция углеводородов

Эмиграция углеводородов из материнской породы происходит по достижении некоторого порогового значения насыщения S_{max} :

$$\sum_{i=1}^m \gamma_i \frac{q_i}{\rho} < \psi \cdot S_{max},$$

где $\gamma_i = \begin{cases} 1 & \text{для подвижных фаций} \\ 0 & \text{для неподвижных фаций,} \end{cases}$

ρ — средняя плотность подвижных фракций, S_{max} — пороговое значение насыщения (оно оценивается как лежащее в пределах от 20 до 60 %), $\psi = \varphi / (1 - \varphi) \rho_m$ — объем порового пространства породы.

Таким образом, в открытой системе, где происходит эмиграция углеводородов из материнской породы, система уравнений для концентраций имеет вид

$$\begin{cases} \frac{d\bar{q}}{dt} = \hat{C}\bar{x} + \hat{B}\bar{q} - \lambda\gamma\bar{q} \\ \frac{d\bar{q}'}{dt} = \lambda\gamma\bar{q} \\ \sum_{i=1}^m \gamma_i \frac{q_i}{\rho} = \psi \cdot S_{max}, \end{cases}$$

где λ — скорость эмиграции (1/сек), \bar{q} — концентрация подвижных фракций.

Кинетическая модель витринита

Отражательная способность витринита широко используется как индикатор зрелости органического вещества. Часто используют некоторый интервал значений отражательной способности витринита как показатель генерации нефти или газа, так называемые нефтяное окно, газовое окно. Такой подход не совсем корректен, так как созревание керогена и витринита контролируется разными реакциями. Однако на основании значений отражательной способности витринита R_v возможно восстановить Tt -условия, существовавшие в породе. Таким образом, витринит является важнейшим репером палеотемпературной

истории. Кинетическая модель витринита излагается на основании работы [Sweeney, Burnham, 1990].

Созревание витринита описывается рядом параллельных реакций первого порядка $dC_i/dt = -X_i \cdot C_i$ со скоростями, подчиняющимися закону Аррениуса

$$X_i = A_i \cdot \exp\left(-\frac{E_i}{RT}\right),$$

причем $A_i = 10^{-13}$ 1/с.

Зрелость витринита описывается соотношением

$$F = \sum_i f_i \left(1 - \exp\left(-\int_{t_0}^t X_i dt\right)\right),$$

где коэффициенты f_i равны

E_i (ккал/моль)	$f_i \cdot 10^{-2}$	E_i	$f_i \cdot 10^{-2}$	E_i	$f_i \cdot 10^{-2}$
34	3	48	4	62	5
36	3	50	4	64	4
38	4	52	7	66	3
40	4	54	6	68	2
42	5	56	6	70	2
44	5	58	6	72	1
46	6	60	5		

при $\sum f_i = 0.85$.

Отражательная способность витринита R_o коррелируется с F с помощью соотношения $R_o (\%) = \exp(-1.6 + 3.7 \cdot F)$.

2.3.7. ЧИСЛЕННЫЕ СХЕМЫ

При использовании численных методов исходные дифференциальные уравнения и граничные условия заменяются системой алгебраических уравнений. Эта процедура называется дискретизацией. Для этого вводится сетка из дискретных точек, распределенная во времени и в пространстве. Получившиеся в результате дискретизации алгебраические уравнения связывают между собой значения искоемых переменных в группе соседних узловых точек.

Полученные уравнения решаются численно и результат преобразуется к непрерывному виду (аппроксимируется). Таким образом, существуют две связанные между собой ошибки численного решения: ошибка дискретизации/аппроксимации и ошибка решения.

Основные методы дискретизации, используемые в моделировании осадочных бассейнов, это конечно-разностный, конечно-объемный и конечно-элементный методы, причем, как правило, используются не явные варианты соответствующих методов.

Конечно-разностный метод предполагает введение сетки точек вдоль осей координат и замена бесконечно малых приращений величин в дифференциальном уравнении соответствующей конечной разностью значений этих величин в вершинах сетки. Основным достоинством этого метода является его простота, однако он не позволяет учесть тела сложной геометрии, и это ограничивает его применение в многомерных случаях.

Метод конечных объемов предполагает разбиение области на геометрические элементы заданного вида (например, четырехугольные), но произвольной формы. Дискретизация основана на требовании выполнения законов сохранения интегрально в каждом элементе (в нашем случае это будут законы сохранения массы и количества тепла). Преимуществами данного метода являются возможность дискретизации сложных областей в относительно простой по сравнению с методом конечных элементов форме и консервативность, т. е. автоматическое выполнение законов сохранения, что позволяет исключить физически бессмысленные решения.

Метод конечных элементов используется в формулировке Галеркина, так как задачи моделирования бассейнов ввиду сложности среды не допускают представления в вариационной форме. В этом случае дискретизация производится в два этапа: на первом область разбивается на конечные элементы и вводится интерполяция (как правило, кусочно-линейная или кусочно-квадратичная) по элементам с целью связать локальное решение (внутри элемента) с узловыми значениями; на втором этапе используется построение со взвешенными невязками с целью получить алгебраические уравнения для связки между узловыми значениями решения. Основное преимущество метода конечных элементов — это возможность дискретизации сложных областей и его большая точность по сравнению с методом конечных объемов, основной недостаток — сложность получившейся системы алгебраических уравнений (в случае нелинейной интерполяции).

Дискретизация по времени всегда производится методом конечных разностей. Дискретизация по пространственным переменным в одномерном случае — методом конечных разностей с переменным шагом или конечных элементов, в многомерном — методом конечных объемов или конечных элементов.

Дискретизация локальных процессов производится, как правило, методом конечных разностей, при этом шаг по времени не обязательно совпадает с временным шагом процессов переноса, но может быть ему кратен, так как локальные процессы могут иметь иной характерный временной масштаб, чем процессы переноса.

При численных расчетах необходимо проверять сходимость (т. е. то, что численное решение стремится к истинному при уменьшении

шага) и его точность (т. е. то, что выбранный шаг по времени и пространству обеспечивает необходимое приближение). Это осуществляется, во-первых, сравнением численного и истинного решений некоторых тестовых задач, для которых истинное решение известно, и, во-вторых, сравнением последовательных решений задачи с уменьшающимся шагом пространственной сетки и по времени.

Подробное изложение данного вопроса может быть найдено в курсах численных методов.

2.3.8. МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Теперь на основании вышеизложенного можно сконструировать обобщенный алгоритм моделирования процессов в осадочных бассейнах в масштабе бассейна, сводящий вышеописанные модели процессов в общие рамки.

Схема такого обобщенного алгоритма приведена на рис. 2.24 (см. прил.). Основу его составляют процессы переноса, к которым добавляются модели локальных процессов. Процессы переноса определяют распределение температур, давлений и потоков вещества в бассейне. Значения этих величин на каждом временном шаге служат входными данными (внешними параметрами) для моделей локальных процессов в каждой точке. Эволюция среды определяется на основании кинематической восстановленной истории погружения бассейна.

Полная реализация данного алгоритма сложна и требует больших затрат времени как на программирование, так и компьютерного времени на вычисления. Преимущество его состоит в модульности, т. е. возможности включать в общую схему только некоторые необходимые в каждом конкретном случае блоки. При его реализации необходимо иметь в виду две вещи:

— Полная реализация моделей всех процессов, протекающих в бассейне, невозможна, даже частичная реализация сложна. При этом однако процессы часто взаимозависимы друг от друга и неучет какого-либо процесса может породить ошибки при моделировании другого. Поэтому необходимо, во-первых, определить факторы взаимовлияния процессов, и во-вторых, иметь возможность для каждого процесса либо моделировать его непосредственно, либо каким-либо образом имитировать его влияние на другие процессы без непосредственного моделирования.

— Многие процессы имеют различные характерные пространственные и временные масштабы. Соответственно и некоторые «лабораторные» параметры, как, например, проницаемость или среднее насыщение или пористость, имеют различные значения на разных масшта-

бах. Основной масштаб определяется поставленной задачей — в данном случае это масштаб осадочного бассейна в целом. Поэтому необходимо четко контролировать соответствие масштабов разных процессов и параметров основному масштабу.

Не обязательно моделировать все возможные процессы одновременно, однако при этом надо учитывать возможность взаимовлияния процессов. Чтобы учесть процесс без его непосредственного моделирования, вводится разделение процессов на внешние и внутренние (по отношению к набору непосредственно моделируемых процессов). Для каждого внешнего процесса должен быть определен способ его влияния на внутренние процессы.

Все другие процессы по отношению к какому-либо заданному могут быть подразделены на активные (те, которые на него влияют), пассивные (те, на которые он влияет) и взаимовлияющие (те, на которые он влияет и те, которые влияют на него). Все внешние процессы, как правило, активны. Взаимовлияние может быть как прямым, так и косвенным. Расчет активных процессов должен предшествовать расчету данного процесса, расчет пассивного следовать за ним. Среди взаимовлияющих процессов последовательность расчета следующая: сначала рассчитываются процессы переноса (причем совместная система теплопереноса и фильтрации флюидов, если оба эти процесса внутренние), затем локальные процессы; влияние локальных процессов сказывается на процессах переноса на следующем временном шаге.

Так, например, уплотнение пород можно моделировать, рассчитывая все процессы на него влияющие, а можно ввести на основании феноменологического усредненного закона (как в кинематических методах), в первом случае процессы уплотнения будут рассчитываться после процессов переноса, во втором до расчета процесса переноса, так как во втором случае уплотнение представляет собой внешнее условие для процессов переноса, влияющее на теплофизические параметры пород.

Соответствие масштабов осуществляется с помощью процедуры гомогенизации, смысл которой излагается далее. Вводится несколько масштабных уровней (чем меньше — тем лучше). Система на основном масштабе задается (т. е. определяются конфигурация и параметры среды, начальные и граничные условия) на основании реальных данных. На более низких масштабных уровнях вводятся модельные параметрические подсистемы для процессов, которые на этих уровнях протекают. Для каждой модельной подсистемы определяются два типа параметров, общие для родительской системы и для подсистемы: (1) параметры влияния внешней системы на подсистему (которые могут включать как граничные и начальные условия, так и параметры среды модельной подсистемы) и (2) параметры влияния подсистемы на

внешнюю систему (как правило, это некие эффективные значения параметров среды, как, например, средняя пористость, эффективная проницаемость, средняя концентрация и т. д.). На каждом временном шаге основного масштаба производится дискретизация распределения параметров первого типа в основной системе, далее решаются параметрические модели для полученных дискретных значений параметров и определяются параметры влияния, затем производится интерполяция значений параметров влияния в каждом узле исходной сетки основной системы. Часто вместо модельной системы меньшего масштаба используют «эффективную функцию», — как, например, эффективная проницаемость в масштабе бассейна, псевдофункция относительной проницаемости углеводородов, связанная с механизмом миграции углеводородов по тонким каналам (см. выше). Такое использование можно признать вполне законным в качестве первого приближения.

2.3.9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочный бассейн представляет собой слишком сложную систему, невозможно учесть все факторы и процессы в рамках одной модели (в частности, и из-за неопределенности в моделях механизмов конкретных процессов), поэтому необходимо моделировать только наиболее существенные черты. Каждый бассейн обладает своей спецификой строения, эволюции и степени изученности. Эти три особенности, а также поставленная задача и определяют набор применяемых методов и подходов моделирования.

Необходимым исходным условием почти всегда является кинематически восстановленная история погружения. Основой модели являются процессы переноса, к которым добавляются те или иные локальные процессы. При моделировании необходимо быть особенно внимательным к двум факторам: взаимовлиянию процессов и зависимости процессов и параметров среды от масштаба. Первый из них может быть учтен либо непосредственным моделированием взаимодействующих процессов, либо использованием внешних условий, имитирующих влияние немоделируемого процесса на моделируемый. Второй фактор учитывается при задании параметров среды и/или при моделировании с помощью процедуры гомогенизации.

Фундаментальная проблема, общая для многих геологических процессов, та, что более точные измерения параметров не ведут с необходимостью к более точному количественному представлению геологического явления. Параметры часто могут быть измерены с большой точностью, но часто это иллюзорная точность, так как проблема состоит в том, что:

1. Реальные геологические процессы сложны, часто мы не можем их разложить на более простые составляющие, и даже в лаборатории получаем только суммарные характеристики процесса;

2. Результаты лабораторных исследований должны быть распространены на реальную геологическую ситуацию: т. е. применены в случаях, иногда сильно отличающихся от исследованного, экстраполированы на геологические масштабы пространства и времени;

3. Даже если экстраполяция проведена правильно, применение лабораторных анализов ограничено отсутствием знания о многих in-situ факторах.

Поэтому лабораторные данные должны использоваться наряду с эмпирическими (полевыми) наблюдениями, чтобы по возможности исключить эту неопределенность.

2.4. РЕОЛОГИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Реология — это наука, изучающая деформацию и течение вещества. Реология литосферы изучает как методы исследования механических свойств литосферных пород, так и сами эти механические свойства и их роль в геодинамических процессах. Данная глава содержит описание экспериментальных данных о реологических свойствах пород, существующих представлений о структуре и составе литосферы, ее термальному состоянию, источниках и величине действующих напряжений.

В дальнейшем будем использовать прямолинейную ортогональную систему координат, пренебрегая кривизной поверхности Земли. Пусть оси 1 и 2 направлены в плоскости земной поверхности, а ось 3 нормально к ней. Обозначим σ_{ij} — тензор напряжений, ϵ_{ij} — тензор деформаций, σ_1 , σ_2 , σ_3 — максимальное, промежуточное и минимальное главные напряжения. Как это принято в мировой геологической литературе, будем считать напряжения сжатия положительными, а напряжения растяжения отрицательными.

2.4.1. СТРУКТУРА И СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ

Литосферу разделяют на океаническую и континентальную, которые значительно различаются по своим свойствам, а также промежуточную литосферу зон перехода от континентов к океанам. В вертикальном разрезе литосфера разделяется на кору и мантийную часть. Снизу литосфера ограничена пластическим слоем, обеспечивающим изостатическую компенсацию, — астеносферой. Следует различать астеносферу и зону низких скоростей. Астеносферу определяют как слой, лежащий под литосферой и обеспечивающий перетекание мате-

риала при изостатическом выравнивании. Зона низких скоростей определяется по уменьшению скорости сейсмических волн на 3–6 %, что объясняется частичным (0.1–6 %) плавлением вещества мантии. Лабораторные эксперименты указывают, что такая степень плавления не должна сильно влиять на реологические свойства, определяемые твердотельной ползучестью. Таким образом, астеносфера прямо не связана с зоной низких скоростей, о чем свидетельствует и отсутствие зоны низких скоростей под древними кратонами, притом что изостатическое выравнивание этих регионов свидетельствует о наличии там астеносферы. Таким образом, не существует четкой границы между литосферой и астеносферой, эта граница зависит от распределения температуры, распределена по некоторой области и изменяется со временем.

Основным источником информации о структуре и составе литосферы является глубинное сейсмическое зондирование и данные сейсмологии. Кроме того, широко используются данные экспериментальной петрологии для проверки возможности осуществления предполагаемых процессов и данные геологических наблюдений, если существуют свидетельства того, что наблюдаемые явления имеют глубинное происхождение. Большой прогресс в изучении состава и строения литосферы связан с теорией тектоники плит. Во-первых, она используется в качестве рабочей основы для выдвижения гипотез о глубинном строении тех или иных областей. И, во-вторых, на ее основании можно определить предположительные аналоги глубинных структур на поверхности (как, например, офиолитовые ассоциации, дающие информацию о структуре и составе океанической литосферы).

Существуют две модели земной коры: слоистая и градиентная. Согласно слоистой модели кора состоит из слоев, различающихся по составу. Согласно градиентной модели земная кора состоит из вещества с изменяющимися свойствами без четких слоев. По-видимому, в природе имеют место обе гипотезы. С одной стороны на сейсмических разрезах выделяются четкие отражающие границы, на которых скорости резко меняются, свидетельствующие о резком изменении литологии. С другой стороны наблюдаемые изменения скорости Р-волн с глубиной нельзя объяснить за счет литостатического давления без привлечения представлений о смене литологии слагающих кору образований [Любимова и др., 1983]. Градиент скорости отражает процесс регионального прогрессивного метаморфизма и/или увеличение доли основного материала.

В целом существует эмпирическое соответствие между типом породы и скоростями Р-волн в породе:

— интервалу скоростей 5.4–6.4 км/с соответствуют преимущественно кислые изверженные и метаморфические породы;

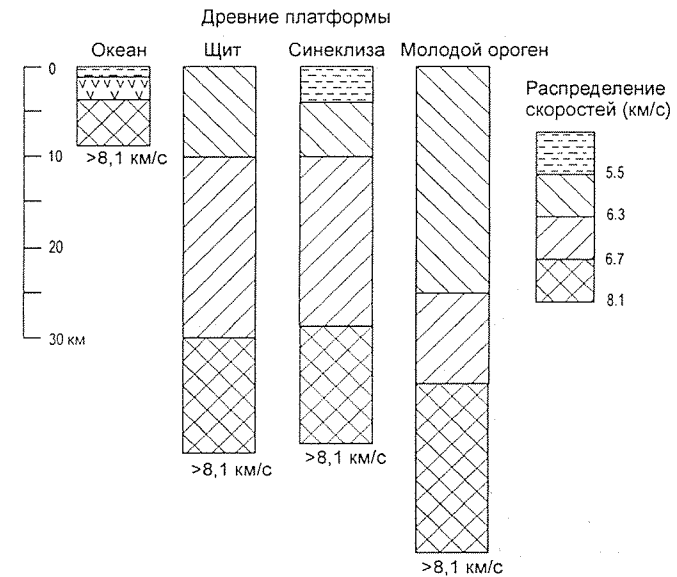


Рис. 2.25. Строение океанической и континентальной коры. По [Хаин, Ломизе, 1995].

- интервалу скоростей 6.4–7.4 км/с соответствуют преимущественно основные изверженные и метаморфические породы;
- интервалу скоростей 7.5–8.5 км/с соответствуют преимущественно ультраосновные породы и эглогиты.

Сводный разрез океанической и континентальной коры представлен на рис. 2.25.

Океаническая кора

Кора океанического типа при средней мощности около 7 км имеет обычно трех- или четырехслойное строение на основании сейсмических данных:

1. осадочный слой — $v_p = 1.4–4.0$ км/с, средняя мощность 0.5 км,
2. «надбазальтовый» слой — $v_p = 5.0–6.0$ км/с, средняя мощность 1.7 км,
3. «базальтовый» слой, иногда разделяемый на два:
 - верхний — $v_p = 6.7$ км/с, средняя мощность около 1.8 км;
 - нижний — $v_p = 7.1$ км/с, средняя мощность около 3.0 км.

Средняя скорость на поверхности Мохоровичича под океанами равна 8.3 ± 0.3 км/с. Для наших целей внутренняя структура океанической коры не важна, в дальнейшем будем считать ее реологически однородной.

Океаническая кора образуется в зонах срединно-океанических хребтов в результате раздвига, поступления расплавленной магмы из мантии и ее кристаллизации. Это процесс двухстадийный. Первая стадия — частичное плавление мантийных пород, подъем магмы и ее концентрация в магматической камере, подъем магмы из магматической камеры в зоне раздвига и ее застывание. Вторая стадия — кристаллизация магмы в магматической камере, начинающаяся с высокотемпературных минералов, сопровождающаяся эпизодическим выбросом магмы на поверхность и приводящая к образованию слоя крупнозернистых габбро, подстилаемый слоем расслоенных перидотитов.

Континентальная кора

В отличие от океанической коры континентальная кора имеет среднюю мощность 35 км, чем и определяется разница средних высот континентов и океанов в 4.5 км. Мощность континентальной коры сильно изменчива, так, например, существуют отдельные участки аномально толстой коры вплоть до 70 км.

На сейсмических разрезах континентальная кора выглядит следующим образом: верхняя часть континентальной коры акустически почти прозрачна с локализованными полосами наклонных отражательных поверхностей, интерпретируемых как зоны разломов; нижняя кора характеризуется наличием большого количества отдельных отражательных поверхностей, в большинстве своем горизонтальных или слегка наклоненных. Кроме раздела Мохоровичича в коре выделяется расплывчатая граница, называемая разделом Конрада.

В разрезе континентальной коры выделяют в общем случае три слоя:

— осадочный со скоростями Р-волн $v_p = 2.0-5.0$ км/с,

— верхнюю кору, в силу исторических причин часто называемую гранитным слоем — $v_p = 5.4-6.4$ км/с,

— нижнюю кору, в силу исторических причин часто называемую базальтовым слоем — $v_p = 6.4-7.8$ км/с.

Средние скорости на поверхности консолидированной коры составляют 6.2 ± 0.4 км/с, на поверхности базальтового слоя (так называемой границе Конрада) — 6.6 ± 0.4 км/с, на поверхности Мохоровичича — 8.1 ± 0.4 км/с. Часто гранитный слой со скоростями 5.4–6.4 км/с имеет сравнительно небольшую мощность (в среднем — 30% от мощности коры), а в ряде случаев он вообще отсутствует.

Структуры верхних горизонтов континентальной коры делятся на три главных типа:

— денудированные материковые щиты, сложенные докембрийскими изверженными и высокометаморфизованными породами;

— материковые платформы с недислоцированным или слабодислоцированным чехлом, залегающим на докембрийском фундаменте;

— молодые складчатые горы, в разрезе которых присутствуют дислоцированные древние осадочные и молодые изверженные породы.

Первичная континентальная кора была сложена серыми гнейсами (тоналит-гранодиоритовая ассоциация). Она образовалась в раннем и среднем архее (4–3.2 млрд лет) в результате плавления базальтов океанского типа, предварительно превращенных в амфиболиты или эклогиты, при погружении первичной океанической коры на достаточную глубину [Хаин, 1995]. Основная (до 60–85% современной) масса континентальной коры была сформирована в среднем и позднем архее (3.5–2.5 млрд лет). Начиная с позднего архея (3.2–3.0 млрд лет.) основным механизмом роста континентальной коры была гранитизация протоконтинентальной и океанической коры и вулканогенно-осадочных толщ на активных окраинах литосферных плит (в вулканических островных дугах и краевых вулканоплутонических поясах) с последующим приращением магматических дуг к континенту [Хаин, 1995].

Осадочный слой. Верхняя часть осадочного слоя сложена не метаморфизованными или слабометаморфизованными осадочными породами; ниже залегают мощные толщи измененных (вплоть до средних ступеней метаморфизма, как, например, кварциты и зеленые сланцы) осадочно-вулканогенных пород, образовавшихся в более ранние циклы осадконакопления и тектогенеза.

Литология разреза существенно не меняется на протяжении фактически всей изученной истории Земли, включая и значительную часть докембрия. По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1967] осадочный слой состоит из следующих типов пород:

	Платформы (%)	Геосинклинали (%)
Песчаные породы	23.6	18.7
Глинистые породы	49.5	39.4
Карбонатные породы	21.0	16.3
Эвапориты	2.0	0.3
Эффузивы	3.9	25.3

Верхняя кора. Под поверхностным осадочным слоем находится так называемая верхняя кора с сейсмическими скоростями 5.4–6.4 м/с. Ее средняя плотность и скорость Р-волн выше соответствующих для гранитов (2.65 г/м³; 6.1 м/с). Более вероятно, что ее состав ближе к гранодиоритам или кварцевым диоритам ($2.7-2.75$ г/м³; 6.25 м/с). Верхняя кора сложена метаморфизованными породами от цеолитовой до амфиболитовой стадии метаморфизма, с локальными вкраплениями гранитных интрузивных тел. Ее средний состав близок к породам типа

гранодиоритов и диоритов, нижняя часть слоя имеет, возможно, более основной состав (диоритовый).

Нижняя кора. Считается, что нижняя часть коры сложена породами среднего-основного состава (45–60 % SiO₂) гранулитовой (пироксены и калиевые полевые шпаты) или амфиболитовой (сравнительно более гидратированные породы с амфиболами и подчиненными полевыми шпатами) стадии метаморфизма (с сейсмическими скоростями около 7 км/с).

В результате экспериментов по плавлению гранитов установлено, что при внедрении в верхнюю кору кислых магм нижняя кора будет терять воду, теплогенерирующие элементы и, вероятно, некоторую долю силикатного расплава, так что в ней останутся только тугоплавкие пироксены и полевые шпаты гранулитов. Кроме того, многие гранулиты при ретроградном метаморфизме при более низких давлениях и температурах подвергаются регидратации и становятся амфиболитами [Браун, Массет, 1984].

Таким образом, наиболее вероятные породы нижней коры — гранулиты среднего-основного состава, однако могут присутствовать значительные количества амфиболитов того же состава, а на значительных глубинах (ниже 35 км = 10 кбар) — отдельные скопления эклогитов.

Другой возможностью, согласной с сейсмическими данными, является базальтовый состав нижней коры. Однако против этого говорит тот факт, что при РТ-условиях низов коры часть базальтовой коры должна была бы перейти в плотный эклогит. Эклогитовые породы с базальтовым химизмом имеют очень высокую плотность и скорость Р-волн (8.4 км/с). Однако слой с подобными свойствами не наблюдается на сейсмических разрезах.

Кора переходных зон

В переходных зонах земная кора имеет меньшую мощность, чем континентальная кора и подразделяется на субконтинентальную и субокеаническую. Для субконтинентальной коры характерно уменьшение мощности «гранитного» слоя, для субокеанической — его полное выклинивание и увеличение мощности вулканогенно-осадочных пород.

Мантийная часть литосферы

Вопросы о составе вещества мантии и строении ее верхней части дискуссионны. Недавние высокоточные сейсмические исследования показали наличие отражающих границ (а следовательно, и определенной структуры) в верхней мантии, однако ничего не известно об их

природе. Исходя из нашего незнания, приходится предполагать строение верхней мантии простым, хотя дальнейшие исследования, может быть, изменят это представление.

Имеются свидетельства того, что свойства мантии под континентами и океанами различаются вплоть до глубины 700 км, в частности, мантия под континентами имеет более высокие скорости продольных сейсмических волн [Браун, Массет, 1984]. Мантия верхней части литосферы подвергается частичному плавлению, расплавленный материал поднимается и входит в состав коры и, как следствие этого, оставшаяся часть мантии оказывается обедненной низкотемпературными компонентами.

Состав и строение верхней мантии схематически изображены на рис. 2.26. Под материками существует большая зона истощенных тугоплавких мантийных перидотитов, из которой выделилась толстая континентальная кора. Взятые вместе кора и верхняя мантия образуют толстую плиту, перемещающуюся как целое на протяжении долгой истории, что и привело к значительному истощению мантии легкоплавкими элементами. Под океанами с удалением от зоны срединного хребта мощность слоя истощенной мантии резко увеличивается. Считается, что подошва этого слоя является приблизительно изотермической и почти совпадает с кровлей зоны низких скоростей, сложенной предположительно частично расплавленными лерцолитами. Под океаническими хребтами глубина зоны низких скоростей составляет от 5 до 30 км, в других местах она определяется динамикой остывания литосферы. Океаническая литосфера снова поглощается мантией в зоне

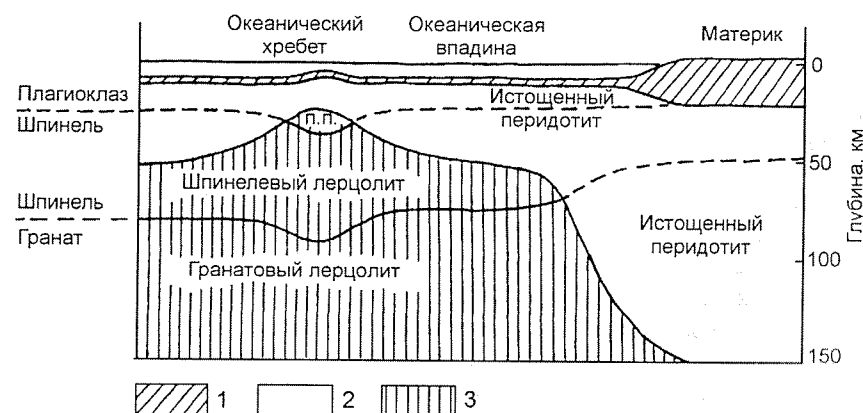


Рис. 2.26. Схема строения верхней мантии под континентами и океанами. По [Браун, Массет, 1984].

1 — кора, 2 — истощенная мантия, 3 — неистощенная мантия.

субдукции примерно через 100 млн лет, поэтому мощные толщи истощенных перидотитов, характерных для материков, под океанами не накапливаются.

Данные по оливиновым включениям и кимберлитам показывают, что с увеличением глубины мантия становится менее истощенной, а ближе всего по составу к неизменной мантии стоит, вероятно, лерцолит (60 % оливина и 30 % ортопироксена и клинопироксена с небольшими добавками плагиоклаза, шпинели и граната) [Браун, Массет, 1984]. Истощенный материал верхней мантии представлен перидотитами (в среднем 80 % оливина и 20 % пироксена): в основном гарцбургитами (80 % оливина и 20 % ортопироксена) и дунитами (почти целиком состоят из оливина). В веществе верхней мантии в ответ на изменение давления и температуры происходят фазовые переходы, обусловленные устойчивостью плагиоклаза и пироксена и описываемые следующими реакциями:

- 1) оливин+полевой шпат→клинопироксен+ортопироксен+шпинель;
- 2) клинопироксен+ортопироксен+шпинель+полевой шпат→гранат.

2.4.2. ТЕРМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ЕЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Распределение температур в литосфере оказывает значительное влияние на ее механическое поведение в связи с сильной (экспоненциальной) зависимостью реологических свойств пород от температуры (см. разд. «Реология составляющих литосферу пород: экспериментальные данные»). Поэтому корректный расчет распределения температур является необходимой составляющей реологической модели литосферы.

Основные факторы, влияющие на распределения температур, это фоновый тепловой поток из мантии, источники тепла в литосфере и возмущение теплового режима, связанное с тектогенезом. Первые два можно считать более или менее постоянными и описывать в рамках стационарного теплового режима, последнее можно рассматривать как возмущение стационарного режима.

К локальным источникам тепла в литосфере относятся радиоактивный распад, метаморфические реакции, выделение тепла при механической деформации. Радиоактивный распад элементов является наиболее существенным из них. Радиогенная теплогенерация в коре по разным оценкам дает от 20 до 60 % поверхностного теплового потока на континентах [Rybach, 1986] и около 10 % в океанах. Остальная часть приходит из мантии, причем 20 % общего теплового потока происходит за счет остывания Земли, а остальные 80 % за счет радиогенных источников тепла [Kappelmeyer, Haenel, 1974].

Радиогенная теплогенерация

Если известен состав пород и кларковые содержания урана, тория и калия, то средняя генерация тепла в них может быть рассчитана по известной формуле

$$A (\text{мкВт/м}^3) = 0.1325 \cdot \rho \cdot (0.718 \cdot C_U (10^{-6}) + 0.193 \cdot C_{Th} (10^{-6}) + 0.262 \cdot C_K (\%)),$$

где A — генерация тепла, ρ — плотность пород, C_U , C_{Th} и C_K — концентрация урана, тория и калия (в %). Принимая определенный состав слоев земной коры и зная их мощность, можно приближенно рассчитать вклад каждого слоя в формирование теплового потока и оценить тепловой поток из мантии. Средние содержания радиоактивных элементов составляют [Браун, Массет, 1984]:

	Уран $C_U (10^{-6})$	Торий $C_{Th} (10^{-6})$	Калий $C_K (\%)$	Удельная теплогенерация $A (\text{мкВт/м}^3)$
Континентальная кора	1.6	5.8	1.7–3.0	1.0–1.1
Океаническая кора	0.9	2.7	0.4	0.5
Мантия	0.0015	0.08	0.1	0.02

Концентрация главных радиоактивных элементов возрастает по направлению от глубинных слоев к земной поверхности, и она менялась в геологической истории, т. е. происходит постепенная миграция радиоактивных элементов вверх. Механизм миграции урана, тория и калия связан с подъемом магм, содержащих сильно литофильные элементы K, U, Th, а также с метаморфическими процессами.

Распределение удельной теплогенерации с глубиной неизвестно, его можно оценить только для верхней коры экстраполяцией поверхностных данных. Распределение удельной теплогенерации в нижней коре и верхней мантии неизвестно, возможно лишь оценить ее среднюю величину.

Континентальная кора богаче радиоактивными элементами и толще океанической, однако средний тепловой поток через поверхность океанов и материков почти одинаков (53 мВт/м³ для континентов и 62 мВт/м³ для океанов). Это определяется, во-первых, меньшим поступлением тепла из мантии вследствие большой толщины континентальной плиты, и, во-вторых, обедненностью верхней мантии под континентами радиоактивными элементами.

Удельная теплогенерация в породах осадочного слоя. На всей территории России породы осадочного слоя имеют близкие значения теплогенерации — около 1.4 мкВт/м³ [Любимова и др., 1983], что согласуется с представлением о выравнивании содержаний урана при седиментации. По имеющимся данным степень метаморфизма пород осадочного слоя недостаточна для того, чтобы вызвать перераспреде-

ление радиоактивных элементов [Любимова и др., 1983]. Средний литологический состав пород не менялся по крайней мере с рифейского времени. Таким образом, можно считать, что весь осадочный слой является сравнительно однородным образованием с теплогенерацией около $1.4\text{--}1.5 \text{ мкВт/м}^3$ [Любимова и др., 1983].

Удельная теплогенерация в породах верхней коры. Распределение величин теплогенерации в приповерхностных породах докембрийских щитов оказалось бимодальным [Любимова и др., 1983]. Один из пиков этого распределения ($0.85\text{--}1.05 \text{ мкВт/м}^3$) соответствует метаморфически переработанным осадочно-эффузивным комплексам со значительным содержанием основных эффузивов. Пониженные значения теплового потока обусловлены процессами перераспределения урана и тория при метаморфизме. По данным [Гордиенко, 1975] в породах начальной стадии метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой содержание радиоактивных элементов понижено на 20–30 % по сравнению с исходными неметаморфизованными породами. Второй пик ($1.9\text{--}2.3 \text{ мкВт/м}^3$) образуют гранитизированные в разной степени породы. Вероятно, в них частично концентрировались радиоактивные элементы, вынесенные из метаморфизованных образований верхней и, возможно, нижней коры. Среднюю величину теплогенерации верхней коры можно оценить в $1.5\text{--}1.6 \text{ мкВт/м}^3$ [Любимова и др., 1983]. Для некоторых регионов так называемых провинций теплового потока установлена линейная корреляция между тепловым потоком и теплогенерацией поверхностных пород. Чтобы эта линейная зависимость сохранялась в процессе эрозии, удельная теплогенерация должна убывать по экспоненте. Исходя из этого, предложено использовать экспоненциальный закон убывания теплогенерации в коре с глубиной [Lachenbruch, 1970]

$$A(z) = A(0)e^{-\frac{z}{h}},$$

где $A(0)$ — теплогенерация пород на поверхности, h — масштабный фактор, определяемый как величина наклона прямой, изображающей линейную зависимость поверхностного теплового потока от поверхностной теплогенерации в провинциях теплового потока. Величина h оценивается в 7–11 км. Величину $A(0)$ можно определить, исходя из прямых измерений, из условия нормировки (соответствия суммарного рассчитанного теплового потока наблюдаемому) или из корреляции ее с термомеханическим возрастом.

Удельная теплогенерация в породах нижней коры. Изучение путей миграции урана и тория при прогрессивном метаморфизме приводит к выводу, что содержание радиоактивных элементов в породах гранулитовой стадии метаморфизма должна составлять 35–40 % от их

содержания в исходных породах (т. е. $0.50\text{--}0.55 \text{ мкВт/м}^3$, если принимать, что средняя концентрация радиоактивных элементов не менялась со временем). Непосредственные измерения теплогенерации в гранулитах дают значения $0.42\text{--}0.63 \text{ мкВт/м}^3$. Оценки максимальных величин средней теплогенерации в нижней коре на основании данных поверхностного теплового потока дают значения $0.6\text{--}0.8 \text{ мкВт/м}^3$.

Распределение теплогенерации с глубиной неизвестно, однако можно предположить, что она убывает. Это убывание описывают либо экспоненциальным, как и в верхней коре, либо, для простоты, линейным соотношением.

Удельная теплогенерация в породах мантийной части литосферы. В настоящее время более достоверно может быть решен вопрос о величине теплового потока из мантии, чем о характере теплогенерации в ней. Породы ультраосновного состава при плотности 3.5 г/см^3 имеют теплогенерацию около 0.005 мкВт/м^3 . Однако анализ мантийных включений в породах коры приводят к выводу, что количество радиоактивных элементов в мантии должно быть больше. Анализ содержания радиоактивных элементов во включениях мантийных пород дают значения теплогенерации 0.02 мкВт/м^3 . Эти значения могут быть характерны для континентальной мантии, однако вследствие большого разброса исходных данных они недостаточно надежны.

Для поддержания наблюдаемого теплового потока через поверхность Земли требуется средняя удельная теплогенерация во всем объеме мантии около 0.03 мкВт/м^3 [Браун, Массет, 1984]. Если принять, что и в мантии радиоактивные элементы больше тяготеют к верхней части, то можно заключить, что теплогенерация неистощенных верхнемантийных пород должна быть порядка 0.1 мкВт/м^3 [Любимова и др., 1983].

Косвенные методы оценки радиогенной теплогенерации. Поскольку содержания урана, тория и калия неизвестны для глубинных слоев литосферы, были предложены пути их оценки по косвенным данным. На основании измерений, производимых над магматическими породами, найдено полуэмпирическое соотношение между теплогенерацией и коэффициентом катионной упаковки. Зависимость между удельной теплогенерацией и коэффициентом катионной упаковки достаточно хорошо аппроксимируется экспонентой [Rybach, Buntebarth, 1982]:

$$\ln A(\text{мкВт/м}^3) = 12.2 - 230.5 \cdot K.$$

Зависимости скорости и плотности от коэффициента катионной упаковки приведены выше. Таким образом, зависимости теплогенерации от плотности сейсмической скорости и плотности имеют вид

$$\ln A(\text{мкВт/м}^3) = 16.5 - 2.74 \cdot V_p \text{ (км/с);}$$

$$\ln A(\text{мкВт/м}^3) = 22.5 - 8.15 \cdot \rho \text{ (г/см}^3\text{)}.$$

Как и при пересчетах скорости в плотность, необходимо учитывать, что скорость Р-волн в приведенных выше зависимостях относится к породам при поверхностных давлениях и температурах.

Стационарное распределение температур в континентальной литосфере

Ввиду того что среднее время существования океанической литосферы около 100 млн лет, распределение температур в ней существенно нестационарно. На основании вышеизложенного можно принять следующую модель распределения удельной радиогенной теплогенерации в континентальной литосфере. В осадочном слое теплогенерация постоянна и равна $A_s \approx 1.4$ мкВт/м³. В коре теплогенерация распределена по экспоненциальному закону с параметрами $h_r \approx 9$ км, $A(0)$ — определяется на основании измерений (она изменяется в пределах от 4 до 2 мкВт/м³, для коры древнее 1 млрд лет можно положить $A(0) \approx 2.0$ – 2.3 мкВт/м³). Теплогенерация в мантийной части литосферы постоянна и составляет $A_m \approx 0.02$ мкВт/м³, впрочем ею вообще можно пренебречь.

В этом случае путем инверсии поверхностного теплового потока возможно рассчитать стационарное распределение температур и тепловой поток

$$T(z) = T(z_1) + \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{k(\xi)} \left[q(z_1) - \int_{\xi_1}^{\xi_2} A(\xi) d\xi \right] d\xi,$$

$$q(z) = q(z_1) - \int_{z_1}^{z_2} A(\xi) d\xi.$$

В слое с экспоненциальным распределением удельной теплогенерации $A(z) = A(z_1) \exp\left(-\frac{z-z_1}{h_r}\right) = A_0 \exp\left(-\frac{z}{h_r}\right)$ оно будет иметь вид

$$T(z) = T(z_1) + 1/k \{ (q(z_1) - h_r \cdot A(z_1)) (z-z_1) - h_r^2 (A(z) - A(z_1)) \}$$

$$q(z) = q(z_1) + h_r (a(z) - A(z_1)).$$

В слое с постоянным распределением $A(z) = A$

$$T(z) = T(z_1) + \frac{1}{k} \left[q(z_1)(z-z_1) - A \frac{(z-z_1)^2}{2} \right],$$

$$q(z) = q(z_1) - A(z-z_1).$$

Таким образом, суммарное стационарное распределение температур в континентальной литосфере выражается следующим образом:

$$T(z) = \begin{cases} T(0) + \frac{1}{k_s} \left(q(0) \cdot z - A_s \frac{z^2}{2} \right) & 0 < z < z_s \\ T(z_s) + \frac{1}{k_c} \left[(q(z_s) - h_r \cdot A_c(z_s))(z-z_s) - h_r^2 (A_c(z) - A_c(z_s)) \right] & z_s < z < z_c \\ T(z_c) + \frac{1}{k_m} \left[q(z_c)(z-z_c) - A_m \frac{(z-z_c)^2}{2} \right] & z_c < z < z_m \end{cases}$$

$$q(z_s) = q(0) - A_s z_s,$$

$$q(z_s) = q(z_s) - h_r \cdot (A_c(z_c) - A_c(z_s)),$$

$$A_c(z) = A_c(z_s) \cdot \exp\left(-\frac{z-z_s}{h_r}\right) = A_0 \cdot \exp\left(-\frac{z}{h_r}\right),$$

где s относится к осадкам, c к коре, m к мантийной части литосферы; z_s, z_c, z_m — подошвы этих слоев, A_s, A_m — постоянные.

Термомеханический возраст. Нестационарный тепловой режим

Существует обратная корреляция между поверхностным тепловым потоком и геологическим возрастом как для океанов, так и для континентов. Хорошо известно, что многие термические и механические свойства океанической литосферы (глубина поверхности, батиметрия, мощность литосферы) являются функциями ее возраста и могут быть объяснены в рамках модели остывающей после термического возбуждения литосферы [Теркот, Шуберт, 1985].

Аналогичная закономерность установлена и для континентов, так Я. Б. Смирновым [1980] на основании анализа распределения теплового потока на территории СССР были сделаны следующие выводы:

1. Каждый однородный генетический ряд тектонических структур характеризуется одинаковой величиной теплового потока, которая с количественной стороны отражает их современное энергетическое состояние.

2. Не установлено существенных различий величин теплового потока в областях докембрийской складчатости. В фанерозойских складчатых областях величина теплового потока закономерно увеличивается от древних структур к молодым, причем, помимо возраста главного этапа складчатости, необходимо учитывать и возраст последующей тектоно-магматической активизации структур. Возраст тектоно-магматического цикла является основным критерием для геологического анализа данных теплового потока.

В качестве основного возрастного критерия использовалось время основного этапа складчатости или время позднейшей тектоно-магма-

тической активизации или время проявления основного вулканизма в молодых эвгеосинклинальных зонах, рифтовых структурах и провинциях платформенного (траппового) вулканизма. При возрасте континентальных структур более 500 млн лет в них устанавливается практически стационарный тепловой режим.

Аналогичные зависимости получены многими другими исследователями (рис. 2.27). Временная шкала для континентов более растянута в связи с наложением процессов эрозии и сноса. Убывание теплового потока отражает процесс возврата теплового распределения к равновесному состоянию.

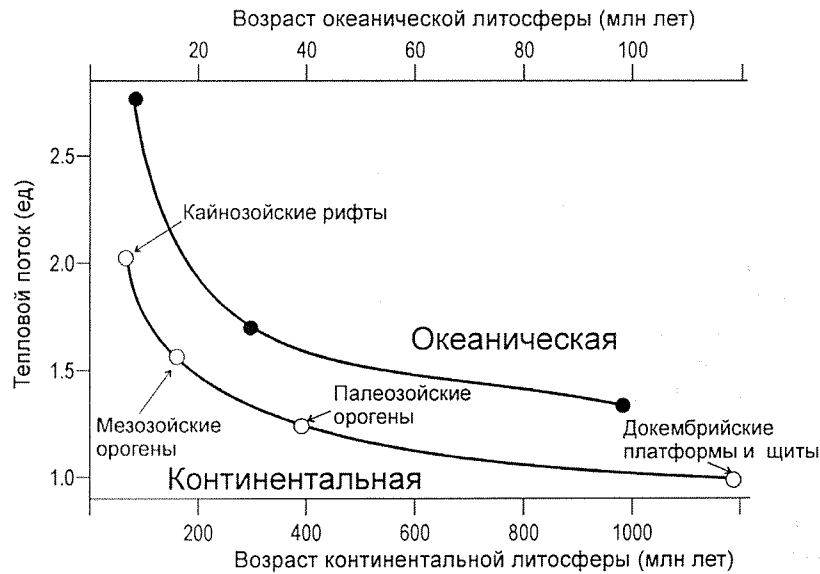


Рис. 2.27. Зависимость теплового потока на континентах и в океанах в зависимости от термального возраста (возраста последней тектоно-магматической активизации).

Таким образом, нестационарное распределение температур может быть охарактеризовано одним параметром, так называемым термомеханическим возрастом. Распределение температур при нестационарном тепловом режиме рассчитывается путем решения уравнения теплопроводности

$$\partial(\rho C_p T) / \partial t = \partial / \partial t \cdot (K \cdot \partial T / \partial z) + A(z, t),$$

с граничными условиями $T(0) = 0$, $q(z_m) = -q_m$ на нижней границе области счета для континентальной литосферы и $T(0) = 0$, $T(z_m(t)) = T_s$, $q(z_m(t)) = q_m$ на нижней движущейся границе литосферы для океанической литосферы

(q_m — тепловой поток из мантии). При $T > T_s$ происходит частичное плавление вещества мантии. Скрытая теплота плавления учитывается в энтальпийном приближении заменой $C_p' = C_p + L(T_l - T_s)$ (T_s — температура солидуса, T_l — температура ликвидуса, L — скрытая теплота плавления) [Галушкин, 1998]. Считается, что на рассматриваемых глубинах под континентальной литосферой не происходит активной конвекции (она происходит ниже) и основной механизм переноса тепла — кондуктивный. Под океанической литосферой может иметь место мантийная конвекция, и поэтому тепловой поток необходимо задавать на нижней границе литосферы. Начальное возмущенное распределение температур предполагается постоянным (вся литосфера при температуре T_s).

Теплогенерация в континентальной литосфере задается так же, как и в случае стационарного теплового режима, теплогенерацией в океанической литосфере пренебрегается ввиду ее малого вклада.

Для океанической литосферы ввиду ее простой структуры и незначительной теплогенерации можно оценить распределение температур на основании модели остывающего полупространства [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$T(z, t) = T_s \cdot \Phi\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa \cdot t}}\right),$$

где $\kappa = k/\rho C_p$. Физически эта модель не совсем корректна, но для оценки она вполне подходит.

2.4.3. ИСТОЧНИКИ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Источники напряжений в литосфере могут быть разделены на четыре группы:

1. Напряжения, вызывающие перемещение литосферных плит (сила гравитационного скольжения плиты по наклонной поверхности; давление хребта (как сумма расклинивающего действия магмы и соскальзывания со склона хребта); тяга за счет отрицательной плавучести субдуцирующей плиты; сила вязкого торможения или волочения на нижней поверхности литосферы, определяемая мантийной конвекцией; вязкое сопротивление мантии погружающейся плите);

2. Напряжения, возникающие за счет взаимодействия литосферных плит при их перемещении (внутриплитные латеральные напряжения; изгибающий момент со стороны субдуцирующей плиты; силы торможения и трения);

3. Различные виды вертикальной гравитационной нагрузки (поверхностная нагрузка осадков, воды/льда, надвинутых или смятых в складки пород, изверженных пород; распределенная нагрузка из-за ла-

терального изменения плотности пород, включая термальное изменение плотности и изменение плотности при фазовых переходах);

4. Мембранные напряжения.

Распределение скоростей плит показывает сильную корреляцию между абсолютной скоростью плиты и длиной погружающегося края плиты. Общая картина движения плит определяется в основном быстрыми плитами, тогда как остальные плиты движутся пассивно, за счет взаимодействия с ними, под действием приложенных к границам сил. Таким образом, во многих случаях (и почти для всех континентальных плит) можно считать основным источником напряжений в литосфере силы, приложенные к границам плиты, пренебрегая в первом порядке вязким торможением/волочением мантии.

ТАБЛИЦА 2.1

УРОВЕНЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ. По [Golke, 1996].

Сила	Уровень напряжений (МПа)	Направление
Давление хребта	20–40	Нормально к хребту
Тяга субдукционной плиты	0–100	Нормально к желобу
Вязкое волочение мантии	0.01–1	Против вектора относительного перемещения
Коллизионные напряжения	10–100	Нормально к фронту коллизии
Трение в трансформных разломах	10	Вдоль разлома
Термальные напряжения	>100	
Мембранные напряжения	10–100	

Используя известный в механике принцип Сен-Венана, можно считать, что эффект неоднородности вертикального распределения напряжений не захватывает область, удаленную латерально от границы более, чем размер самой неоднородности. То есть на расстояниях от границ плиты, превышающих мощность литосферы, приложенные к границам силы можно считать однородно распределенными по вертикали. Оценки величин основных сил приведены в табл. 2.1 [Golke, 1996].

2.4.4. РЕОЛОГИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЛИТОСФЕРУ ПОРОД: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Обычно разделяют режим деформации и механизм деформации. Говоря о механизме деформации, подразумевают физический процесс, через который деформация осуществляется. Основным источником знаний о механизмах деформации — это микроструктурные наблюдения над деформированными в природе и в лабораторных условиях поро-

дами. Микроструктурные наблюдения над деформированными в природе породами показывают возможность ряда механизмов: гранулярные процессы (проскальзывание и вращение зерен друг относительно друга), катакластические (разрушение и проскальзывание с трением по образовавшимся трещинам), кристаллические (двойникование, дислокационная ползучесть, растворение под давлением/перекристаллизация) и течение частично расплавленного материала. Полная деформация породы является суммой деформаций, производимых каждым из этих механизмов.

Под режимом деформации понимают визуально наблюдаемый тип деформации. Выделяются следующие режимы деформации: хрупкий (локализованная деформация), вязкий/пластический (распределенная деформация) и переходные (полухрупкое и катакластическое течение). Хрупкий режим деформации осуществляется преимущественно через катакластический механизм, вязкий и пластический — через распределенную хрупкую деформацию, кристаллические механизмы и течение расплавленного материала.

Полевые наблюдения, результаты микроструктурных анализов и лабораторных экспериментов и теория — все вместе свидетельствуют о том, что при возрастании температуры и давления происходит перераспределение доли каждого частного механизма в общей деформации с возрастанием роли вязких и пластических кристаллических процессов и уменьшением значения хрупких катакластических процессов. Изменение режима деформации от локализованного разрушения к распределенной деформации сопровождается изменением преобладающих механизмов деформации от хрупких к вязким, однако эти переходы не одновременны. Изменение режима называется хрупкотекучим переходом (brittle-ductile transition), изменение преобладающего механизма называют хрупкопластическим переходом (brittle-plastic transition). Переход от чисто хрупких к чисто вязким деформациям происходит через относительно широкий интервал давлений и температур. Режим деформации, при котором пластические и хрупкие механизмы действуют одновременно, называется полухрупким течением. Режим, при котором преобладают хрупкие механизмы, но деформация не локализована, называется катакластическим течением.

Экспериментальные лабораторные данные обычно формулируются в виде уравнения, связывающего напряжение, деформацию, давление и температуру. Ниже приводятся данные об уравнениях, описывающих разные механизмы деформации, и параметрах этих уравнений, характеризующих конкретные породы. Обзор экспериментальных данных составлен на основании работ [Carter, Tsenn, 1987, Tsenn, Carter, 1987, Ranalli, 1987, Kohlstedt et al., 1995].

Хрупкая деформация

Хрупкодеформированные в природе породы можно разделить на три группы по их связности и структуре: брекчия, катаклазиты и милониты. Лабораторные образцы также следуют аналогичной закономерности: локализованные зоны сдвигов образуются при меньших давлениях и температурах; с возрастанием давления и температуры хрупкая деформация более равномерно распределяется по объему породы.

Эксперименты, проведенные над сухими породами при низких эффективных давлениях и температурах, показывают, что сила, необходимая для начала проскальзывания с трением по уже существующим трещинам и разломам, значительно меньше силы, необходимой для разрушения и образования новых трещин.

Проскальзывание с трением. Таким образом, в нескольких верхних километрах литосферы основным механизмом деформации является смещение по локализованным разломам, и критическая сила определяется силой трения скольжения при этом. Деформация начинается только, если приложенная к породе сила превысит этот критический уровень. В первом приближении эта сила пропорциональна нагрузке, нормальной к поверхности плоскости скольжения, и относительно нечувствительна к условиям на поверхности разлома, минералогии, скорости смещения вдоль разлома и температуре:

$$|\tau| = \mu_f \cdot \sigma_n + C_f,$$

где μ_f — коэффициент трения, C_f — сила сцепления при трении, σ_n — нормальная к плоскости разлома нагрузка, P_p — поровое давление. Сила сцепления C_f обычно много меньше нормального напряжения и ею обычно пренебрегают. Это соотношение было сформулировано на основании экспериментальных данных в работе [Byerlee, 1978] в виде

$$\tau = \begin{cases} 0.85 \cdot \sigma_n & 3 < \sigma_n < 200 \text{ МПа} \\ 60 + 0.6 \cdot \sigma_n & 200 < \sigma_n < 1700 \text{ МПа} \end{cases}$$

Общность этого эмпирического правила привела к тому, что его часто называют законом Бирли, но оно, конечно, не имеет статуса физического закона. Химический или физический эффект поровой жидкости может, в частности, привести к отклонению от него. Давление поровой жидкости возможно учесть с помощью использования эффективного напряжения:

$$\sigma_1 - P_p \approx \begin{cases} 4.9(\sigma_3 - P_p) & \text{при } (\sigma_3 - P_p) < 100 \text{ МПа} \\ 3.1(\sigma_3 - P_p) & \text{при } (\sigma_3 - P_p) > 100 \text{ МПа} \end{cases}$$

где σ_1 — максимальное главное напряжение, σ_3 — минимальное главное напряжение, P_p — давление поровой жидкости.

Проскальзывание с трением может быть или стабильным, или нестабильным. Механизм нестабильного проскальзывания аналогичен механизму землетрясений, и даже малые изменения коэффициента трения важны при определении стабильности. Анализ показывает, что потеря прочности является необходимым условием нестабильного сейсмогенного сдвига. Поэтому многие лабораторные исследования были сфокусированы на исследовании изменения коэффициента трения в зависимости от различных параметров.

Хрупкое разрушение. Если в породе отсутствует ориентированная в нужном направлении система трещин или расстояния между трещинами слишком велики, так что деформация не может осуществиться за счет проскальзывания по трещинам, тогда деформация определяется силой хрупкого разрушения, необходимой для трещинообразования. Для сухих пород эта сила зависит от эффективного давления и минералогического состава; зависимость от температуры и скорости деформации гораздо слабее. Характерной особенностью этой силы является ее зависимость от масштаба исследуемого образца. Была обнаружена следующая закономерность [Pratt et al., 1972]: сила уменьшается на 70 % при увеличении размера образца в 10 раз вплоть до размеров в несколько метров. Предположительно, при давлениях ниже давления хрупковязкого перехода нижний предел силы разрушения равен величине силы проскальзывания с трением. Хрупкое разрушение при низких-средних давлениях происходит путем образования сети рассеянных трещин с последующей их локализацией в зоне разлома. В качестве критерия разрушения можно использовать критерий Мора–Кулона

$$|\tau| = \mu_i \cdot \sigma_n + C_i,$$

где τ — критическое напряжение разломообразования, μ_i — коэффициент внутреннего трения, C_i — сила внутреннего сцепления.

С возрастанием давления линейность этого соотношения нарушается и наклон кривой «критическая сила от всестороннего давления» уменьшается. При малых давлениях критическая сила разрушения больше силы трения сдвига по разломам, определяемой критерием Бирли. При возрастании давления эти две кривые пересекаются, и далее основная деформация происходит за счет образования новых трещин. Этот процесс называется хрупковязким переходом (brittle ductile transition).

При низких температурах и давлениях ниже 600 МПа разрушение происходит путем роста существующих трещин, направленных примерно параллельном максимальному главному напряжению с небольшим разбросом в 30–40°. При давлениях выше 600 МПа (для сухих силикатных пород: гранитов, габбро, дунитов, эклогитов) происходит смена механизма разрушения, которое все еще происходит как катак-

ластический процесс, но не путем роста существующих трещин, а путем образования трещин скалывания за счет сдвиговых напряжений.

Добавление воды может существенно увеличить роль таких механизмов, как растворение под давлением и ползучесть, так что эти механизмы могут стать доминирующими даже при комнатных температурах [Lockner, 1995].

Вязкая деформация

Основные механизмы вязкой деформации — это диффузионная и дислокационная ползучесть. Диффузионная ползучесть связана с движением точечных дефектов в кристаллической решетке под действием приложенного напряжения, при этом диффузия атомов и кристаллических вакансий может происходить как внутри кристалла (ползучесть Набарро-Херринга), так и вдоль его границ (ползучесть Кобле). Последний механизм обладает меньшей энергией активации и преобладанием низких давлений. Дислокационная ползучесть определяется миграцией линейных дефектов в кристаллической структуре. Перемещение дислокаций может происходить двумя путями: путем скольжения по внутрикристаллической плоскости под действием приложенного напряжения либо через так называемое восходящее движение дислокаций, осуществляемое благодаря диффузии кристаллических вакансий или атомов (ползучести Набарро-Херринга). Скорость деформации при обоих типах дислокационной ползучести экспоненциально зависит от температуры. Во втором случае зависимость от приложенного напряжения степенная, в первом она более сложная. Второй механизм называют ползучестью по степенному закону (или степенной ползучестью), первый — ползучестью с нарушением степенного закона.

Наблюдения над природными породами и сейсмические данные свидетельствуют, что при относительно высоких напряжениях (> 10 МПа), характерных для литосферы, доминирует дислокационная ползучесть.

Степенная дислокационная ползучесть. Эта ползучесть оказалась преобладающей в природе благодаря своему «удобному» положению в РТ-области, однако с точки зрения механизма она занимает промежуточное положение. Между областями низкотемпературной деформации при больших нагрузках, осуществляемой посредством плоского скольжения дислокаций, и диффузионной ползучести при малых нагрузках существует область где эти механизмы конкурируют, в результате чего дислокации могут не только скользить в плоскости, но и совершать так называемое восхождение с плоскости на плоскость, в результате чего происходят достаточно сложные процессы, такие как перестройка дис-

локационных структур, аннигиляция разноименных дислокаций и др. Однако несмотря на всю сложность процесса на микроуровне макроскопическое описание оказывается простым. Для описания этого механизма дислокационной ползучести используется степенное соотношение между скоростью деформации и девиаторным напряжением

$$\dot{\epsilon} = A_p (\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp\left(-\frac{E_p + PV_p}{RT}\right),$$

где A_p — вещественный параметр, n — характеристическая постоянная процесса ползучести, E_p — энергия активации, V_p — характеристический объем активации дислокационной ползучести, P — давление, R — газовая постоянная, T — температура. Член PV_p обычно опускается при моделировании реологического поведения пород литосферы, так как значения его ($V_p = 17 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{моль}$, [Kirby, 1983]) достаточно малы по сравнению с E_p , и относительное изменение давления с глубиной гораздо меньше относительного изменения температуры, так что основную роль играет градиент температуры.

Результаты экспериментов с высоким разрешением показывают, что в кристаллах оливина деформация осуществляется посредством не одного, но нескольких (2–3) механизмов перемещения дислокаций с разными энергиями активации. И, таким образом, уравнение состояния должно представляться в виде комбинации двух или трех степенных зависимостей с разными энергиями активации и вещественными параметрами, но с равным показателем степени, каждая из которых отвечает конкретному механизму деформации.

Ползучесть с нарушением степенного закона. При больших напряжениях и не очень высоких температурах зависимость между напряжением и скоростью деформации отклоняется от степенной. Это соответствует смене механизма дислокационной ползучести от восходящего движения дислокаций к скольжению по кристаллической плоскости. Этот режим деформации называется ползучестью с нарушенным степенным законом (power law breakdown mode) и описывается уравнением

$$\dot{\epsilon} = A_{plb} \exp\left(-\frac{E_{plb}}{RT} \left[1 - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_{plb}}\right]^2\right),$$

где σ_{plb} — напряжение Пайерлса (сопротивление кристаллической решетки дислокационному скольжению), E_{plb} — энергия активации дислокационного скольжения. Этот режим в общем аккомодирует меньшую деформацию и ее учет важен только в области высоких давлений и не очень высоких температур.

Диффузионная ползучесть. В зонах локализации вязкой деформации и в присутствии флюидов благодаря динамической рекристаллизации может произойти значительное уменьшение размера зерен. При этих условиях очень существенным может стать эффект ползучести Кобле, происходящей за счет диффузии вещества на границах зерен и соответственно проскальзывания зерен друг относительно друга. Микроструктурным выражением ползучести Кобле является переориентация зерен. Соответствующее уравнение называется соотношением Кобле [Coble, 1963]

$$\dot{\epsilon} = A_{gb} \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{d^3} \exp\left(-\frac{E_{gb} + PV_{gb}}{RT}\right),$$

где d — характерный размер зерен породы, gb отмечает соответствующие параметры ползучести Кобле (gb — grain boundary). Скорость деформации обратно пропорциональна размеру зерен в кубе и поэтому данный механизм существен в основном для мелкозернистых пород.

Ползучесть Набарро–Херринга не имеет самостоятельного значения, она участвует в степенной дислокационной ползучести.

Экспериментальная реология пород литосферы

Для пород коры воспроизводимые реологические зависимости удалось получить только для однофазных агрегатов кварца, клинопироксена и кальцита. Данные для полевых шпатов и многофазных агрегатов пока не позволяют сделать однозначных утверждений. Для мантийных пород экспериментально хорошо подтвержденные закономерности были получены для пород перидотитового состава и для однофазных агрегатов оливина. Параметры, определенные на основании результатов экспериментов, представлены в табл. 2.2.

Сухой кварцит при коровых давлениях и температурах деформируется в основном хрупко. Поэтому основное внимание в исследованиях было сосредоточено на исследовании влияния воды на реологические свойства кварцита. Как показывают результаты лабораторных исследований, при постоянных давлениях и температурах скорость деформации кварцита увеличивается с увеличением фугитивности воды $\dot{\epsilon} \propto (f_{H_2O})^p$ (степенная зависимость с показателем степени от 0.8 до 1.2).

Пластическая деформация кальцита хорошо изучена экспериментально практически во всех режимах: дислокационной ползучести, диффузионной ползучести и ползучести с нарушением степенного закона. В мелкозернистых породах пластическая деформация происходит в основном за счет двойникования; ползучести с нарушением сте-

пенного закона при высоких давлениях и низких температурах ($P > 400$ МПа, $T < 700$ °С); диффузионной ползучести при высоких температурах и не очень высоких давлениях. В грубозернистых породах пластическая деформация происходит в основном за счет двойникования; ползучести с нарушением степенного закона при высоких давлениях и низких температурах; степенной дислокационной ползучести при высоких температурах и не очень высоких давлениях. Хотя эффект диффузионной ползучести очень мал (убывает пропорционально третьей степени от размеров зерен), он может стать важным в геологических масштабах времени.

Поведение клинопироксена изучалось на основании экспериментов над кристаллами диопсида, однако результаты экспериментов пока еще недостаточно хорошо подтверждены, в частности, существуют определенные проблемы при экстраполяции [Kohlstedt et al., 1995]. Кроме того, нет данных о режиме диффузионной ползучести, хотя он может быть важным в условиях нижней коры, в качестве представителя которой рассматривается диопсид.

Пластическое поведение сухих дунитов (и однофазных агрегатов оливина) определяется дислокационной ползучестью с показателем степени около 2. Мелкозернистые агрегаты реологически немного слабее грубозернистых, что объясняется дополнительным вкладом проскальзывания на границах зерен. Зависимость скорости деформации от фугитивности кислорода описывается степенными соотношением с показателем степени от 0 до 0.4, зависи-

ТАБЛИЦА 2.2

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОСНОВНЫХ ПОРОД (Обозначения см. в тексте).
По [Goetze, Evans, 1979, Carter, Tsemm, 1987, Tsemm, Carter, 1987, Beekman, 1994].

Порода (минерал)	Присутствие воды	N	E_p , кДж/моль	A_p , 1/сек. Па ^{N}	E_{gb} , кДж/моль	A_{gb} , 1/сек	σ_{gb} , ГПа
Гранит (кварц)	Сухой	1.9	140	$7.94 \cdot 10^{-16}$	—	—	—
Гранит (кварц)	Влажный	2.72	134	$6.03 \cdot 10^{-24}$	—	—	—
Диорит (плагноклаз+пироксен)	—//—	2.4	212	$1.26 \cdot 10^{-16}$	—	—	—
Диабаз (плагноклаз+пироксен)	Сухой	3.05	276	$6.31 \cdot 10^{-20}$	—	—	—
Дунит (оливин)	—//—	3.0	510	$7.0 \cdot 10^{-14}$	535	$5.7 \cdot 10^{-11}$	8.5

мость от фугитивности воды предполагается степенной с показателем степени около 0.8.

Экстраполяция результатов лабораторных измерений в область природных условий

Чтобы использовать полученные результаты, необходимо решить ряд проблем переноса: (1) рассчитать реологические свойства полиминеральных пород, (2) экстраполировать экспериментальные данные из области лабораторных в область природных условий, (3) оценить присутствие и учесть роль флюидов. При этом надо иметь в виду ряд обстоятельств:

— реологические эксперименты проводятся над мономинеральными агрегатами при более высоких, чем в природе температурах и напряжениях, и скоростях деформации на 5–10 порядков выше, чем в нормальных геологических условиях;

— в разных экспериментах при приблизительно согласующихся результатах в области условий эксперимента получаются различающиеся экстраполяции для природных условий;

— экспериментально можно просто не уловить термодинамической неравновесности процесса деформации, которая скажется при геологических масштабах времени;

— эксперименты проводятся при установившемся режиме, а реальный режим деформации может быть переходным (т. е. закон может зависеть от времени) — это актуально при малых напряжениях и предполагается на основании натуральных наблюдений для послеледниковых поднятий;

— присутствие флюидов оказывает сильное влияние на реологические свойства как хрупкие, так и вязкие;

— зависимость реологии полиминеральных агрегатов от реологии составляющих нелинейна;

— природные наблюдения часто свидетельствуют о локализации деформации (как хрупкой, так и вязкой), т. е. скорость локализованной деформации может быть выше предсказанной равномерно распределенной по массиву пород;

— необходимо учитывать наличие структурных уровней деформации;

— синтетектонический метаморфизм также влияет на природу деформаций, через высвобождение флюидов, напряжения, вызванные изменением объема, изменение геометрии зерен и химических условий.

Количественный учет этих факторов не представляется возможным на современном этапе. В качестве первого шага необходимо использовать наиболее простые предположения и пренебречь побочными эффектами.

2.4.5. ПРОФИЛИ ПРЕДЕЛЬНОЙ ПРОЧНОСТИ

Профиль предельной прочности литосферы (yield-strength envelope) впервые был построен Гоэтцем и Эвансом [Goetz, Evans, 1979]. Впоследствии он приобрел большую популярность и сейчас присутствует практически во всех исследованиях, так или иначе имеющих дело с реологией литосферы. Этот график представляет собой как бы реологический портрет литосферы, является наглядной иллюстрацией реологических свойств составляющих ее пород.

На профиле изображается зависимость предела прочности (критического напряжения) пород литосферы от глубины. Предел прочности (ПП) породы — это максимальное напряжение, которое она может выдержать. Если приложенные напряжения превышают ПП, то породы деформируются не упруго (хрупко или пластически), так, что упругая часть напряжений остается равной ПП. Зависимость ПП от глубины определяется, во-первых, изменением состава пород с глубиной, во-вторых, зависимостью хрупкого предела от всестороннего давления, нарастающего с глубиной и, в-третьих, сильной нелинейной зависимостью скорости деформации ползучести от температуры, которая также меняется с глубиной.

Профиль предельной прочности строится следующим образом. Сперва необходимо задать основные подразделения литосферы, различающиеся по составу. Для континентальной коры это могут быть, например, осадки, верхняя кора, нижняя кора, подкоровая литосфера. Для каждого подразделения необходимо задать параметры в уравнениях, описывающих ползучесть, которые характеризуют реологические свойства данного слоя. Две основные трудности здесь состоят в недостатке знаний о составе коры и мантии и недостатке экспериментальных данных по реологии пород. Сейчас большинством исследователей принимается, что реологические свойства породы в литосферных условиях определяются свойствами наиболее слабого из породообразующих минералов. Так, например, параметры, характеризующие ползучесть пород верхней коры, принимаются близкими к экспериментально определенным реологическим свойствам гранита (кварц), нижней коры — диорита (полевого шпата) или диабаза (пироксен и плагиоклаз), мантии — дунита (оливина).

Второй шаг состоит в расчете распределения температур в литосфере, детали которого обсуждались выше. Расчет искомого профиля начинается с вычисления хрупкого предела прочности. Согласно соотношению Бирли он линейно возрастает с ростом всестороннего (т. е. литостатического) давления. Принимается, что главные напряжения в литосфере направлены горизонтально и вертикально. Для определенности принимают, что разломы ориентированы под углом 60° к направ-

лению максимального главного напряжения. При этих предположениях хрупкая прочность породы определяется следующим соотношением, записанным в терминах главных напряжений $\sigma_1/\sigma_2/\sigma_3$ [Ranalli, 1995] $\sigma_{cr} = (\sigma_1 - \sigma_3) = \alpha p g z (1 - \lambda)$, где $\alpha = R - 1/R$ — для нормальных сбросов σ_1 — вертикально, σ_3 — горизонтально; $\alpha = R - 1$ — для надвигов σ_1 — горизонтально, σ_3 — вертикально; $\alpha = R - 1/1 + \beta(R - 1)$ — для сдвигов σ_1 — горизонтально, σ_3 — вертикально; $\lambda = P_p/pgz \approx 0.35$ — коэффициент учитывающий влияние давления поровых флюидов, $R = [(1 + \mu^2)^{1/2} - \mu]^{-2}$, $\mu \approx 0.6 - 0.75$ — коэффициент трения скольжения, $0 < \beta < 1$ — фактор учитывающий влияние промежуточного главного напряжения (он определяется из соотношения $\sigma_2 = \sigma_3 + \beta(\sigma_1 - \sigma_3)$). Следует отметить, что предел прочности на сжатие по амплитуде в несколько раз превышает предел прочности на растяжение.

Предел прочности в вязкой области рассчитывается обращением соотношений, описывающих ползучесть, предполагая скорость деформации заданной, постоянной во времени и однородно распределенной с глубиной:

$$\sigma_{cr} = (\sigma_1 - \sigma_3) = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_p} \exp\left(\frac{E_p}{RT}\right) \right)^{\frac{1}{n}}$$

для области степенной ползучести и

$$\sigma_{cr} = (\sigma_1 - \sigma_3) = \sigma_{plb} \left(1 - \sqrt{\frac{RT}{E_{plb}} \ln\left(\frac{A_{plb}}{\dot{\epsilon}}\right)} \right)$$

для ползучести с нарушением степенного закона. Границу между этими двумя областями обычно устанавливают на уровне 200 МПа на основании экспериментальных исследований [Tsenn, Carter, 1986]: пределы прочности, меньшие 200 МПа, определяются степенной ползучестью, большие — ползучестью с нарушением степенного закона. Таким образом, зная распределение температур и задавая скорость деформации $\dot{\epsilon}$, можно рассчитать «вязкий» предел прочности в зависимости от глубины.

Окончательно в качестве предела прочности породы принимается минимальный из двух рассчитанных: хрупкого и вязкого. Отдельно строятся профили для режимов растяжения и сжатия.

В результате получаем график (рис. 2.28), за свою характерную форму иногда именуемый елочкой (Christmas tree). Его смысл может быть представлен следующим образом: литосферные породы могут поддерживать только те напряжения, которые попадают во внутреннюю область. Таким образом, его иногда называют профилем максимальных возможных напряжений, а его интеграл по глубине называют

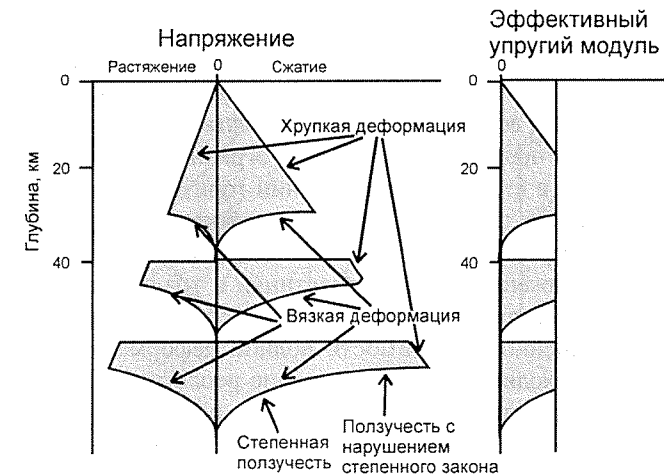


Рис. 2.28. Схематический профиль предельной прочности литосферы и профиль эффективного упругого модуля.

полной прочностью литосферы. Так как хрупкий предел прочности зависит от знака приложенных напряжений, то и полная прочность литосферы на растяжение и на сжатие также различается.

Следует иметь в виду некоторую условность величины, изображаемой на профиле предельной прочности. Понятие «предел прочности» в механике относится к области пластической реологической модели. Экспериментальные данные свидетельствуют, однако, не о упругопластическом, а о вязкоупругом поведении основных породообразующих минералов. То есть в действительности породы в вязкой области не имеют какого-либо фиксированного предела прочности. Величина, изображаемая на профиле предельной прочности, — напряжение, которое необходимо приложить к породе при данных температуре и давлении для поддержания постоянной заданной скорости деформации. Поэтому исторически сложившееся название «профиль предельной прочности» не совсем корректно, и правильнее было бы говорить «реологический профиль», как это предложено Раналли [Ranalli, 1995].

2.4.6. РАСЧЕТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Чтобы рассчитать напряжения, возникающие в литосфере, необходимо определить, во-первых, внешний фактор, т. е. причины — приложенные силы и моменты, и, во-вторых, внутренний фактор или способ, каким напряжения распределяются с глубиной. Первые определяются приложенными нагрузками и не являются предметом вычислений. Нахождение распределения напряжений в трехмерной неупругой среде яв-

ляется сложной задачей, особенно если учитывать недостаточность наших знаний о структуре и реологических свойствах литосферы. В связи с этим более приемлемым является подход, позволяющий упростить задачу путем введения асимптотического приближения тонкой пластинки. В рамках данного подхода рассмотрение ограничивается только двумя первыми членами в степенном разложении горизонтальной составляющей деформации по глубине, которые соответствуют двум основным режимам: однородному растяжению/сжатию и изгибу. Данный подход называется приближением тонкой пластинки и традиционно основывается на гипотезах Кирхгофа–Лява, которые могут быть сведены к предположению о линейной зависимости полной деформации от глубины. Кроме этого, необходимо учесть изменение реологических свойств пород с глубиной. Схематически это показано на рис. 2.29.

Таким образом, при построении численной механической модели литосферы используем гипотезы Кирхгофа–Лява для тонкой пластинки с поправкой на механическую расслоенность и соотношения, связывающие деформацию и напряжения в соответствии с полученными экспериментальными данными о реологии составляющих литосферу пород. Ниже приведены основные соотношения, использованные в моделировании.

Объемная деформация — всегда упругая. Поэтому при описании вязкоупругопластической деформации вычитается объемное напряженно-деформированное состояние и все соотношения записываются только для девиаторной части деформации и напряжения, о которых и пойдет речь в дальнейшем. Рассматривается цилиндрический изгиб литосферы. Направим ось x латерально, ось z — по вертикали, ось y направлена вдоль оси изгиба. Рассматриваем разрез литосферы плоскостью xz . В дальнейшем будем рассматривать только xx компоненту деформации и напряжения, опуская для краткости индекс.

Деформация предполагается состоящей из двух частей: упругая деформация ε_e и остаточная деформация ε_r . Полная деформация равна сумме этих двух частей: $\varepsilon = \varepsilon_e + \varepsilon_r$. Полная деформация определяется геометрически на основании гипотез Кирхгофа–Лява: $\varepsilon = \varepsilon(z_{ref}) + w''(z - z_{ref})$. Напряжение определяется упругой деформацией: $\sigma = \varepsilon_e \cdot E / (1 - \nu^2)$. Вязкая и пластическая релаксации это переход $\varepsilon_e \rightarrow \varepsilon_r$.

Реологию пород можно учесть двумя способами, которые в дальнейшем мы будем обозначать словами «вязкий» и «пластический». В первом случае рассчитывалась деформация во времени на основании экспериментальных реологических соотношений, связывающих скорость деформации (вязкой релаксации) с приложенным напряжением и температурой, описанными ранее. Во втором, напряжения рассчитывались с использованием профиля предельной прочности, считая, что нап-

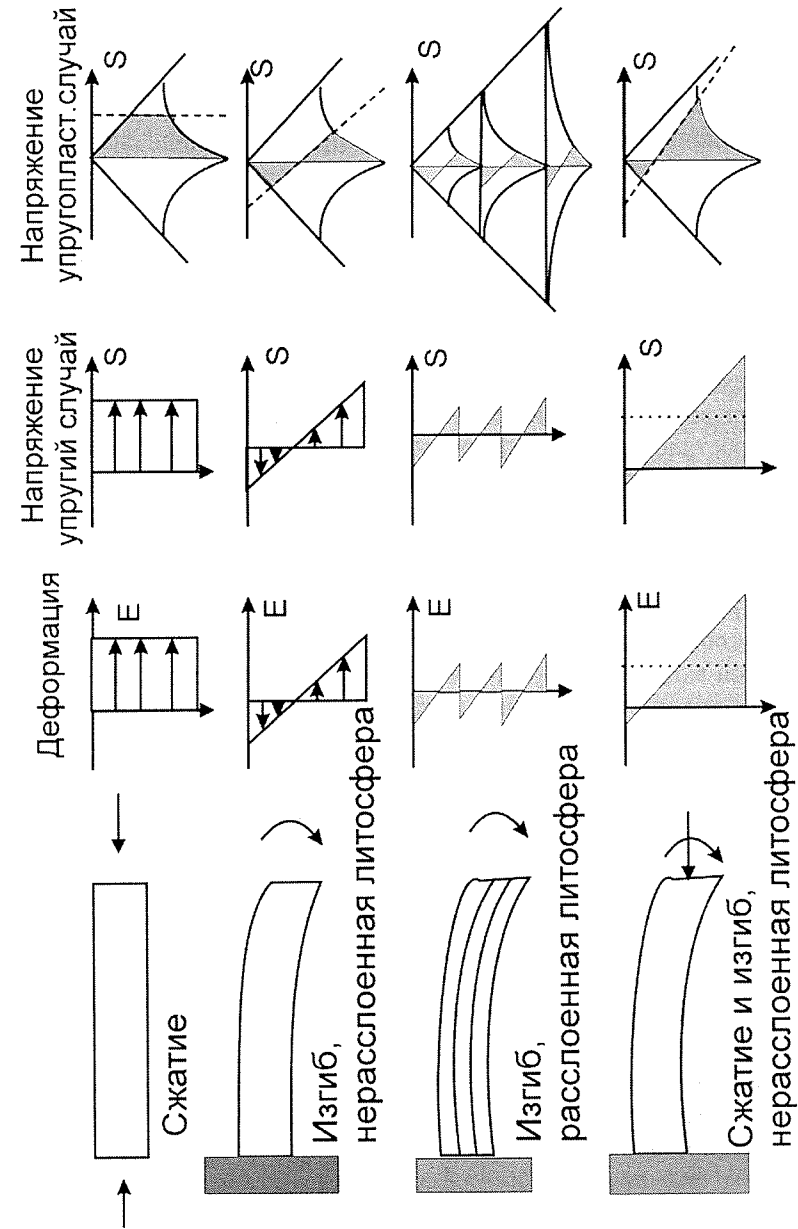


Рис. 2.29. Схема, иллюстрирующая процедуру расчета напряжений в литосфере на основании профиля предельной прочности.

ряжения, превышающие предел прочности, релаксируют (пластическая релаксация) до уровня, определяемого предельным значением. Хрупкие деформации в обоих случаях рассчитывались как пластические с пределом прочности, определяемым законом Бирли.

Деформация рассчитывалась итерациями и подбиралась таким образом, чтобы сумма напряжений в литосфере (интеграл от распределения напряжений по глубине) равнялась по величине приложенной силе.

2.4.7. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНИЙ

В качестве примера реологического моделирования рассмотрим расчет напряжений, осуществленный в рамках описанной концепции. Исследовалась реакция литосферы на растяжение, сжатия и изгиб. Чтобы почувствовать поведение модели, было проведено моделирование для некоторых простых, но характерных случаев. Рассмотрены процессы рифтинга и прогибания литосферы бассейна под нагрузкой орогена в обстановке сжатия. Использованные физические параметры пород коры и мантии приведены в табл. 2.3. В упругопластической модели использовалось наиболее часто применяемое значение скорости деформации $\dot{\epsilon} = 10^{-15}$ 1/с.

На рис. 2.30а-ф (см. прил.) представлены (1) распределение температур, (2) профиль предельной прочности и распределение напряжений в упругопластической модели и (3) распределение напряжений в вязкоупругой модели при постоянной внешней силе через 1 Ма после начала деформации при условии постоянства приложенной силы. Параметры, использованные при расчете, представлены в табл. 2.4.

Океаническая литосфера

Расчет распределения напряжений для океанической литосферы приведен и на рис. 2.30б-з. Рассматривались следующие случаи:

— молодая литосфера возрастом 10 Ма в окрестности срединного хребта, изогнутая и плоская (рис. 2.30б-в) под влиянием напряжений растяжения,

— литосфера возрастом 50 Ма под действием напряжений растяжения и сжатия (рис. 2.30г-д),

— древняя литосфера возрастом 100 Ма в окрестности зоны субдукции (изогнутая) под действием напряжений растяжения, сжатия и в нейтральной обстановке (рис. 2.30е-з).

В целом океаническую литосферу можно разбить на три слоя: верхний хрупкоупругий, средний упругий и нижний вязкоупругий. Упругий слой достаточно мощный даже для молодой литосферы. Океаническая литосфера «сильнее» континентальной (прочнее и тверже).

ТАБЛИЦА 2.3

ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В МОДЕЛИ

Параметр	Обозначение	Океаническая кора	Верхняя кора	Нижняя кора	Мантия	Единица измерения
Реологический аналог		Диабаз	Кварц	Диорит Кварц Диабаз	Оливин	
Плотность	ρ	2950	2700	2900	3300	кг/м ³
Модуль Юнга	E	70	70	70	90	ГПа
Коэффициент Пуассона	ν	0.25	0.25	0.25	0.25	
Теплопроводность	k	3.1	2.5-3.1	2.0-3.2	3.5	Вт/МК
Теплоемкость	C_p	1050	1050	1050	1050	Дж/кгК
Теплогенерация	A_0	0	2.0	2.0	0	мкВт/м ³
Масштабный фактор	h_r	—	9	9	—	км

При разумных значениях силы не происходит потери сплошности океанической литосферы, для ее разрыва необходим либо дополнительный прогрев, либо очень большие напряжения.

Сравнительно простая структура распределения напряжений и наличие мощного упругого слоя обеспечивают возможность удовлетворительно описания океанической литосферы в рамках модели тонкой упругой пластинки с ЭУТ, зависящей от возраста, приложенных напряжений и величины изгиба.

Континентальная литосфера

Для континентальной литосферы рассматривались следующие случаи:

— рифтинг — литосфера с мощностью осадочного покрова 5 км, верхней коры — 20 км, нижней коры — 15 км, без изгиба, в обстановке растяжения в зависимости от теплового режима и приложенной силы (рис. 2.30и-л);

— предгорный прогиб — литосфера изогнутая, в обстановке сжатия: стандартная литосфера

ТАБЛИЦА 2.4

ПАРАМЕТРЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНИЙ
В ЛИТОСФЕРЕ (рис. 2.30)

	Возраст (Ma)	Тепловой поток (мВт/м ²)	Структура коры основная/верхняя/ нижняя (км)	Сила 10 ¹² Н/м	Кривизна 10 ⁻⁴ 1/км
б	10	—	1/0/8	4	0
в	10	—	1/0/8	4	-1
г	50	—	1/0/8	10	0
д	50	—	1/0/8	-10	0
е	100	—	1/0/8	10	1
ж	100	—	1/0/8	-10	1
з	100	—	1/0/8	0	1
и	—	40	5/20/15	1	0
к	—	60	5/20/15	5	0
л	—	60	5/20/15	10	0
м	—	50	5/20/15	-10	1
н	—	40	0/20/20	-10	1
о	—	50	10/30/20	-10	0
п	—	50	10/30/20	-10	1
р	—	50	10/15/10	5	0
с	—	60	10/15/10	5	0
т	—	50	10/15/10	5	-1
у	—	60	15/0/10	10	0
ф	—	60	15/0/10	-10	1

5/20/15 с механически расслоенной корой и мантией (рис. 2.30м), холодная литосфера древнего кратона 0/20/20 с механически согласными корой и мантией (рис. 2.30н);

— ороген — утолщенная литосфера 10/30/20, плоская и изогнутая, в обстановке сжатия (рис. 2.30о-п);

— активизация бывшего рифта с утоненной литосферой и мощным чехлом 10/15/10 в обстановке растяжения в зависимости от теплового потока (рис. 2.30р-с), с предварительно изогнутой «вверх» литосферой в обстановке сжатия (рис. 2.30т);

— литосфера прикаспийского типа — сильно утоненная с мощным осадочным чехлами корой океанического типа 20/10, плоская — в обстановке растяжения (рис. 2.30у) и изогнутая «вниз» — в обстановке сжатия (рис. 2.30ф).

Следует отметить, что использованные названия «рифт», «ороген» — носят условный характер, так как для реальных рифта и орогена распределение температур существенно нестационарные (особенно для орогена) и их следует рассчитывать в каждом конкретном случае отдельно. Здесь же эти обобщенные случаи рассмотрены в приближении к стационарному тепловому распределению с целью почувствовать поведение модели в зависимости от входных параметров.

По поводу распределения напряжений в рассмотренных моделях можно сделать следующие краткие комментарии:

— рифтинг — холодная литосфера неспособна разорваться даже при значительных приложенных силах (рис. 2.30и), «нагревание» литосферы приводит к значительной потере ее механической прочности за счет вязкой релаксации в верхней, нижней коре и мантии и концентрации напряжений (а следовательно, увеличения их уровня) в остающихся упругими слоях (рис. 2.30к), причем это процесс с положительной обратной связью, и даже незначительного повышения уровня напряжений или теплового режима достаточно для потери механической сплошности (рис. 2.30л) (после разрыва распределение напряжений меняется слабо, на профилях неупругой остаточной деформации, не приведенных здесь, хорошо видно, как происходит переход упругой деформации в остаточную, при этом возможно рассчитать скорость растяжения, которая определяется скоростью вязкой релаксации в механически наиболее сильной области — линии смыкания хрупкой и вязкой областей литосферы);

— предгорный прогиб — распределение напряжений для стандартной (рис. 2.30м) и холодной кратонной (рис. 2.30н) литосферой объясняет бимодальность распределения значений ЭУТ для предгорных прогибов [Burov, Diament, 1995]: при «потеплении» теплового режима (от рис. 2.30н к рис. 2.30м) происходит потеря механической связности коры и мантии и, как следствие, скачкообразное понижение прочности на изгиб и ЭУТ;

— ороген — литосфера орогена за счет присутствия толстой коры даже при достаточно холодном тепловом режиме сравнительно слаба (рис. 2.30о), основную нагрузку несет верхний хрупкоупругий слой, нижняя же часть деформируется пластически, присутствие изгибных напряжений уменьшает прочность (рис. 2.30п);

— активизация бывшего рифта — остывший бывший рифт неспособен активизироваться (рис. 2.30р), для активизации необходим либо некоторый прогрев (или неполное остывание) (рис. 2.30с), либо уменьшение хрупкого предела прочности за счет каких либо дополнительных факторов, распределение напряжений в случае с предварительно изогнутой «вверх» литосферой при сжатии достаточно сложное (рис. 2.30т), причем знак напряжения в верхних частях разреза может меняться в зависимости от соотношения значений приложенной силы, изгиба и теплового режима;

— литосфера прикаспийского типа — даже при относительно высоких значениях теплового потока значительно сильнее обычной континентальной литосферы как при растяжении (рис. 2.30у), так и при сжатии (рис. 2.30ф).

2.5. ПРИМЕНЕНИЕ ОДНОМЕРНОГО ГЕОИСТОРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Количественный геосторический анализ осадочных бассейнов является необходимым и перспективным направлением в геологических исследованиях, так как приближает геологию к разряду точных наук, использующих в своих исследованиях развитые математические и теоретические модели. Его применение открывает возможности унификации накопленных эмпирическим путем знаний, их обработки и осмысления на качественно новом уровне.

Метод одномерного геосторического анализа был применен для анализа истории развития молодой Скифской платформы. Данный регион в качестве исследовательского полигона был выбран в связи с его относительно хорошей геологической изученностью, сложной геодинамической историей и наличием большого количества пробуренных скважин и широкой сети сейсмических профилей.

На протяжении всего мезозоя и кайнозоя область Скифской платформы являлась частью южной, активной окраины Евразийского континента, и в ее современном строении нашли отражения все крупные тектонические события геологической истории. Целью проводившегося анализа являлось выделение на базе расчетных численных характеристик (величин общего и тектонического проседания фундамента, скоростей вертикальных движений фундамента и тектонического проседания (или воздымания)) тектонических этапов и фаз в истории развития Скифской платформы.

Метод, примененный для количественного анализа истории формирования мезозойско-кайнозойского комплекса Скифской платформы, основан на использовании материалов геологических разрезов (скважин, обнажений) и сейсмопрофилей. Применена процедура «обратного снятия» (backstripping) с учетом зависимости уплотнения пород с глубиной (процедура «разуплотнения»).

Для проведения геосторического анализа были использованы материалы геологических разрезов 128 скважин и разрезов обнажений из различных областей исследуемой территории (рис. 2.31, 2.32, см. прил.).

2.5.1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Мезозойско-кайнозойские отложения Скифской платформы представлены всем спектром осадочных и частично магматических пород и представляют собой хроностратиграфические подразделения от инда до квартара. Отложения мезозоя в разных частях платформы участвуют в строении складчатого фундамента и переходного комплекса, а

также совместно с кайнозойскими входят в состав плитного чехла, причем единый чехол для Предкавказья и Крыма начал формироваться с раннего мела, а общий чехол для всей Скифской платформы — лишь с позднего мела.

Триасовые отложения характеризуются сложным строением и существенно различаются по литологическому составу в разных частях платформы. Они принимают участие как в строении фундамента (Северная Добруджа, Крым), так и «переходного» комплекса (Восточное Предкавказье), а, возможно, и нижних горизонтов чехла (Западное Предкавказье, Каркинитский грабен). Отложения триаса не имеют единого площадного распространения для всей платформы, а выполняются главным образом отрицательные формы рельефа фундамента.

Отложения юры развиты значительно шире, чем отложения триаса и охватывают в основном южные и восточные области Скифской платформы. Они также местами участвуют в строении фундамента (Северная Добруджа) и слагают нижние горизонты чехла (Западное и Восточное Предкавказье). В литологическом плане юрские отложения представлены двумя комплексами: терригенным (нижняя-средняя юра) и галогенно-сульфатно-карбонатным (верхняя юра).

Мел-эоценовый терригенно-карбонатный комплекс широко развит на всей территории платформы и представлен в нижней части терригенными породами в основном апта-альба, а в верхней — ведущая роль принадлежит карбонатным отложениям.

Олигоцен-четвертичные отложения также имеют широкое распространение и составляют синорогенный комплекс платформенного чехла. Они слагают мощную терригенную и местами в верхней части терригенно-карбонатную толщу.

2.5.2. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

По всем используемым скважинам для каждого слоя были рассчитаны следующие параметры, характеризующие последовательность формирования осадочного бассейна: величина общего проседания фундамента (B_S) и ее тектоническая составляющая (T_S), скорости вертикальных движений фундамента (V_{BS}), вертикальные скорости тектонического проседания и воздымания (V_{TS}), скорость осадконакопления (V_S) и некоторых других. Полученные количественные характеристики позволили уже не на качественном, а на количественном уровне выявить индивидуальные особенности развития как всего Скифского бассейна в целом, так и отдельных его зон.

На основании полученных данных для всех скважин и геологических разрезов были построены графики истории развития, включающие кривые вертикальных движений фундамента, тектонического

проседания и скорости тектонического проседания (рис. 2.33, см. прил.). Кроме того, были рассчитаны средние суммарные значения для всех перечисленных параметров. Для удобства сопоставления и корреляции этапов тектонической истории были использованы кривые скоростей тектонических движений.

Анализируя колонки сопоставления кривых тектонического проседания для Скифской платформы (рис. 2.34, см. прил.), а также графики изменения средней величины скорости тектонического проседания по данным всех анализируемых разрезов (рис. 2.35, 2.36), можно выделить восемь периодов резкого возрастания тектонической активности: ранний-средний триас, поздний триас, средняя и поздняя юра, в середине раннего мела, в позднем мелу (сантон-кампан), в начале олигоцена и многофазный неоген-четвертичный максимум.

Среди названных эпох можно выделить однофазные и многофазные периоды тектонической активизации. К первым относятся позднетриасовая, ранне- и среднемеловая эпохи, а также период интенсивного погружения в начале позднего олигоцена. К многофазным периодам активизации можно отнести ранне-среднетриасовый, среднеюрский и неоген-четвертичный.

Названная закономерность отмечается практически на всех геостратиграфических диаграммах и отражает всплески активности, периодически охватывавшие обширные пространства платформы.

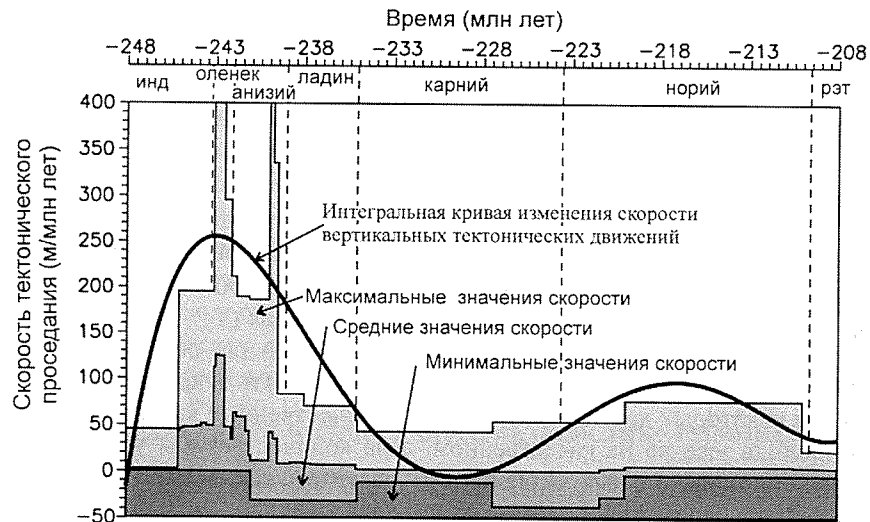


Рис. 2.35. Диаграмма скоростей тектонического погружения фундамента восточной части Скифской платформы для триасового времени. Суммарные расчеты по данным 43 скважин.

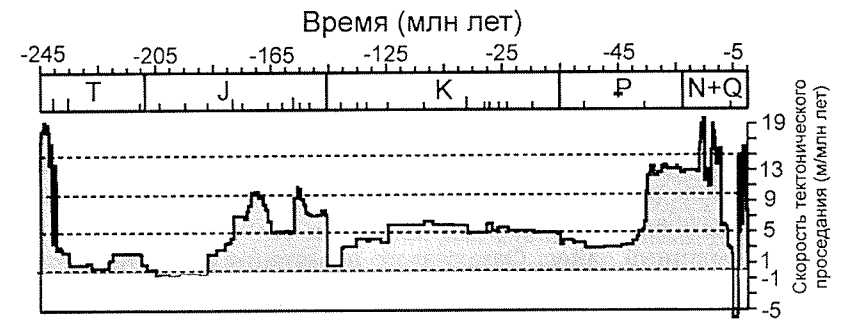


Рис. 2.36. График изменения средней величины скорости тектонического погружения и воздымания для Скифской платформы. Суммарные расчеты по данным 128 скважин [Болотов, 1996].

При более подробном рассмотрении и анализе скоростей тектонического проседания (или воздымания) можно выделить следующие интервалы и рубежи: 1) ранний-средний триас; 2) норий-рэт; 3) геттанг-ранний плинсбах (затишье); 4) поздний плинсбах-тоар; 5) аален-ранний байос; 6) поздний байос-бат; 7) келловей-титон; 8) ранний-средний берриас; 9) поздний берриас-баррем; 10) рубеж баррема и апта; 11) апт-альб; 12) сеноман; 13) кампан; 14) маастрихт-эоцен; 15) олигоцен-ранний миоцен; 16) чокрак-караган; 17) средний-поздний сармат; 18) понт; 19) акчагыл и 20) четвертичный.

Ранний-средний триас. Расчетные параметры, полученные для данного интервала времени, относятся только к Восточному Предкавказью. Этот интервал времени характеризуется очень сложной и многоактной историей тектонической активности. При рассмотрении в более крупном масштабе главные пики ее приходятся на оленекский и конец анизийского века (рис. 2.35). Отдельные скважины для этих периодов показывают скорости 1 500, 1 600 и до 1 800 м/млн лет, однако для большей части скважин они составляют 250–300 м/млн лет. Незначительный всплеск тектонической активности приходится на вторую половину карнийского века. На протяжении ладинского века отмечается устойчивое замедление скоростей проседания фундамента.

Норий-рэт. Норийско-рэтский этап характеризуется новым нарастанием тектонической активности, наступившем вслед за ладинским затишьем. Скорости накопления моласс в Восточном Предкавказье изменяются в широкий пределах. Максимальные значения достигают 151 м/млн лет при скорости проседания фундамента в 117 м/млн лет. Высоких значений достигают и скорости эрозии. Надо отметить, что данные значения не могут считаться достаточно достоверными, т. к. мощности ногайского молассового комплекса сильно сокращены в результате раннеюрской эрозии.

Геттанг-ранний плинсбах. Этот интервал на большинстве графиков характеризуется нулевыми значениями, что связано с отсутствием в разрезе отложений данного возраста.

Поздний плинсбах-тоар. Интервал для большинства моделируемых скважин характеризуется нулевыми значениями расчетных параметров. Лишь по данным нескольких скважин отмечается незначительное прогибание.

Аален-ранний байос. Фаза резкого нарастания скорости тектонического проседания. Отмечается закономерное увеличение скоростей в южном направлении, а также от Ногайской ступени в сторону Прикумской системы поднятий. Интервал изменения скоростей тектонического проседания от 0 до 135 м/млн лет.

Поздний байос-бат. Фаза уменьшенных (по сравнению с предыдущим этапом) скоростей проседания. Максимальные скорости тектонического проседания составляют ок. 60 м/млн лет.

Келловей-титон. Период усиления проседания. Максимальные скорости проседания фундамента отмечаются для южного края Скифской платформы и составляют 250 м/млн лет.

Берриас-баррем. Этап в целом унаследует тенденцию предыдущей фазы развития. Продолжалось устойчивое проседание платформы на юге, и в северном направлении вовлекаются в опускание все новые и новые территории. Скорости проседания имели максимальные значения на южной окраине платформы и уменьшались по мере продвижения на север. Для данного периода характерно общее уменьшение скоростей проседания по сравнению с келловей-титонским этапом.

Рубеж баррема и апта. Начиная с апта, происходит общее возрастание скоростей проседания фундамента, характерное для всей платформы. Данный рубеж отчетливо выделяется на всех графиках истории развития.

Апт-альб. Интервал характеризуется повышенными значениями скоростей тектонического и общего проседания фундамента, а также скоростями седиментации. Максимальные скорости проседания отмечаются в Каркинитском грабене, приосевых частях Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, где они составляли около 60 м/млн лет. Остальные территории испытывали проседание со скоростями близкими 15–25 м/млн лет. Наименьшие скорости отмечаются для Ставропольского свода.

Сеноман. В сеномане отмечается небольшое ускорение нисходящих движений. В среднем скорости проседания достигли значений около 30–35 м/млн лет. Отмечается также увеличение скорости проседания в области Каркинитского прогиба, где они составляли около 60–65 м/млн лет.

Кампан. В кампане произошло новое усиление проседания, которое сменило установившуюся в туроне-коньяке эпоху относительного тектонического покоя со скоростями проседания на уровне 20–25 м/млн лет. Усиление нисходящих движений в кампане не носило резко выраженного характера и не повлекло за собой структурных перестроек на платформе. На территории Предкавказья скорости проседания составляли около 30–35 м/млн лет. Для Степного Крыма эти значения были более высокими и составляли 55–60 м/млн лет.

Маастрихт-эоцен. Эпоха устойчивого погружения платформы. По скоростям погружения можно выделить четыре самостоятельные области: Восточное, Центральное, Западное Предкавказье и Степной Крым. Максимальные значения скоростей проседания имели место в Западном Предкавказье. Восточное Предкавказье и Крымский регион характеризовались умеренными скоростями нисходящих движений (10–20 м/млн лет), в области Центрального Предкавказья отмечались наименьшие скорости погружения.

Олигоцен-ранний миоцен. Этап резкой и длительной активизации нисходящих движений. Четко прослеживается на всех графиках истории развития и выражен возрастанием скорости тектонического проседания до 70–80 м/млн лет вдоль северного края Скифской платформы и составляли около 400–430 м/млн лет в южных областях, в частности, в Восточном Предкавказье, где уже к концу раннего майкопа сформировалась глубоководная некомпенсированная область. Скорости проседания фундамента были равны на севере и на юге соответственно 150–170 и 850–920 м/млн лет.

Чокрак-караган. Фаза резкой активизации тектонических движений в чокраке-карагане является первой из пяти фаз, составляющих неоген-четвертичный этап. Выражена на всех графиках истории развития и характеризуется крайней непродолжительностью и, вместе с тем, очень высокими значениями скоростей тектонического проседания, погружения фундамента и осадконакопления. Скорости тектонического проседания были максимальными в южных частях платформы в частности, в приосевой части Терско-Каспийского прогиба, где достигали значений около 200–220 м/млн лет при скоростях проседания фундамента, доходивших до 480–490 м/млн лет. Центральные и северные регионы платформы характеризовались закономерным уменьшением скоростей проседания фундамента. Минимальные значения отмечаются на Ставропольском своде.

Средний-поздний сармат представляет вторую фазу неоген-четвертичного этапа тектонической активизации Скифской платформы и, как и предыдущий, четко выделяется на всех одномерных моделях. По интенсивности погружения фундамента данная фаза сопоставима с чокрак-

караганской, но охватывает более продолжительный интервал времени. Характерной чертой фазы является инверсия тектонических движений на кряже Карпинского, которая произошла в самом конце позднего сармата. Режим воздымания продлился здесь вплоть до конца акчагыла.

Понт. Фаза активной эрозии и выработки послесарматского палеорельефа (для Восточного и Центрального Предкавказья), связанная с резким понижением уровня Палеокаспия.

Акчагыл. Фаза характеризуется высокими значениями скоростей осадконакопления, достигавших величин в 1 500 м/млн лет и выше. Пик в значениях скоростей в большей мере связан с резким значительным повышением уровня моря и лавинообразным заполнением впадин затопленного палеорельефа, чем с собственно тектоническими процессами.

Четвертичный. Последняя фаза неоген-четвертичного этапа тектонической активизации началась в апшероне и продолжается до настоящего времени. Характеризуется непродолжительностью и высокой интенсивностью разнонаправленных тектонических движений. Происходит смена знака движений фундамента в области кряжа Карпинского. Эти территории снова вовлекаются в опускание. Южное обрамление Скифской платформы продолжает испытывать интенсивное воздымание. Скорости тектонического проседания, вертикальных движений фундамента, седиментации и эрозии изменяются в широких пределах в зависимости от конкретной области.

На основании результатов проведенного количественного геоисторического анализа, построенных геоисторических диаграмм с учетом данных по региональной геологии Скифской платформы и сопредельных областей можно выделить следующие периоды в ее развитии:

1) ранний-средний триас: эпоха общего опускания региона с фазами кратковременной относительной тектонической стабилизации. Обстановка общего растяжения, рифтообразование;

2) норий-рэт: обстановка общего сжатия, орогеня, формирование молассовых бассейнов (Восточное Предкавказье), для западных областей платформы сохраняется режим опускания в обстановке рифтинга;

3) геттанг-ранний плинсбах: эпоха высокого стояния платформы и относительного тектонического покоя;

4) поздний плинсбах-тоар: растяжение, заложение глубоководного Крымско-Большекавказского трога, синрифтовое термальное воздымание Скифской платформы;

5) аален-ранний байос: фаза интенсивного проседания южных и юго-восточных областей платформы;

6) поздний байос-бат: фаза замедления проседания южных частей платформы и воздымания северных;

7) конец бата — кратковременное воздымание, деформации, обстановка сжатия;

8) келловей-титон: новая фаза интенсивного проседания;

9) ранний берриас: фаза кратковременного воздымания;

10) поздний берриас-баррем: устойчивое погружение;

11) рубеж баррема и апта: кратковременная инверсия в западных областях платформы;

12) апт-эоцен: эпоха устойчивого регионального погружения, осложненное слабыми фазами ускорения и замедления (наиболее заметные фазы ускорения погружения в апте-альбе, сеномане и кампане);

13) олигоцен-ранний миоцен: раннеколлизонная фаза быстрого погружения;

14) средний миоцен-квартер: синколлизонное формирование молассовых бассейнов и инверсии кряжа Карпинского. Выделяется пять импульсов активизации нисходящих движений: чокрак-караган, средний-поздний сармат, понт, акчагыл и четвертичный (16.5–15, 12.4–9.7, 7–5, 3.7–1.8 и 1.6–0 млн лет назад соответственно).

Проведенный анализ позволит также сделать вывод, что синхронность фаз растяжения и сжатия на территории Скифской платформы свидетельствует об определяющей роли региональных полей напряжений в ее геодинамической истории.

2.6. ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОРИИ ПОГРУЖЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Теоретические основы двухмерного моделирования описаны ранее. С точки зрения специалиста, использующего программный комплекс для двухмерного моделирования, процедура двухмерного моделирования состоит из следующих этапов (рис. 2.37):

— дешифрирование и интерпретация сейсмического профиля, прослеживание непрерывных сейсмогеологических границ, присвоение им абсолютного геологического возраста (время конца и начала осадконакопления на данной границе). Восстановление положения геологических границ, уничтоженных эрозией;

— оцифровка и преобразование полученного сейсмогеологического разреза в формат данных, необходимый для моделирования. Установка положения псевдоскважин соответственно структурным особенностям профиля. Разбивка на псевдоскважины. Преобразование данных с учетом псевдоскважин и получение первичной модели;

— ввод уровня моря для различных стадий развития осадочного бассейна в первичную модель. Восстановления палеоглубин по геометрии клиноформ. Получение окончательной модели;

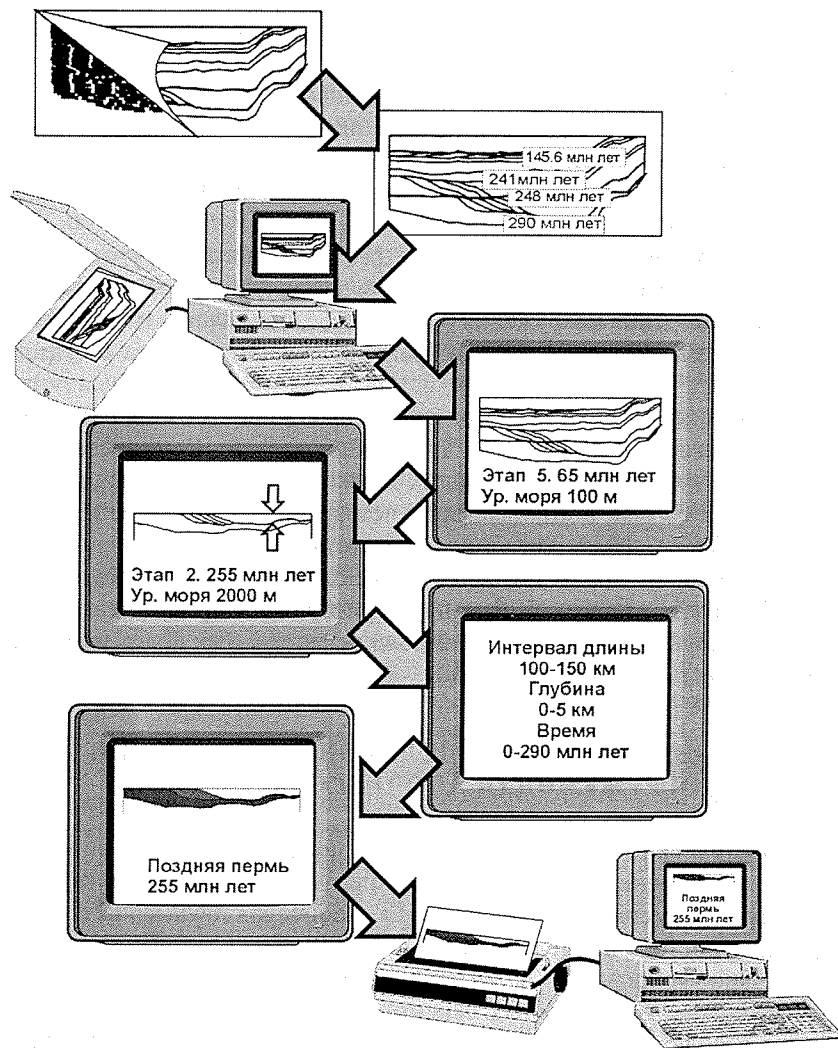


Рис. 2.37. Схема построения двухмерной модели погружения бассейна.

— установка параметров просмотра модели (временной и пространственный интервал);

— преобразование и редакция графического изображения отдельных фаз двухмерной модели (для представления в графической форме развития осадочного бассейна на отдельные моменты времени).

Необходимо отметить, что на всех этапах моделирования и при формировании конечных выводов по модели необходимо принимать во внимание результаты одномерного моделирования.

В этой главе приведены примеры использования двумерного моделирования осадочных бассейнов на реальных примерах по различным регионам Восточно-Европейской платформы и ее обрамления.

2.6.1. ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Двухмерная модель (рис. 2.38) сделана вдоль V регионального сейсмического профиля, проходящего вдоль Каспийского моря через Восточную часть Предкавказского краевого прогиба. Длина профиля составляет 350 км. Возраст пород от среднеюрских до четвертичных. Литологический состав кайнозойских пород преимущественно терригенный, песчано-глинистый.

При проведении одномерного моделирования (см. предыдущий раздел) скважин Восточного Предкавказья и получении суммарной кривой погружения региона получены следующие главнейшие тектонические события: майкопское (олигоцен-миоцен), сарматское и акчагыльское, которые выделяются в моделях резким увеличением скорости тектонического проседания. В сейсмическом профиле присутствуют три клиноформных комплекса: майкопский (олигоцен-миоцен), сарматский (средний миоцен) и акчагыльский (поздний плиоцен). Производилось моделирование формирования глубоководной ванны в раннемайкопское время и ее пошагового заполнения клиноформными комплексами. При расчете времени образования клиноформных комплексов общая продолжительность периода отложения клиноформного комплекса делилась на число клиноформ, расположенных на сейсмическом профиле. Используя расчленение, основанное на сеймостратиграфии майкопского, сарматского и акчагыльского комплексов, возможно восстановление двухмерной истории погружения с точностью до 100 тыс. лет.

2.6.2. БАРЕНЦЕВО МОРЕ

При одномерном моделировании по скважинам Баренцева моря (рис. 2.39) получены следующие тектонические события: поздний девон — фаза образования Восточно-Баренцевоморской впадины, быстрое проседание; карбон-ранняя пермь — медленное пострифтовое погружение; поздняя пермь-ранний триас — резкое ускорение погружения с пиком максимума скорости погружения на границе перми-триаса; средний триас-поздняя юра — медленное платформенное погружение; поздняя юра — новая фазы растяжения и погружение; мел — медленное погружение.

Двухмерная модель (рис. 2.40) сделана вдоль сейсмического профиля 038702. Профиль проходит от Новой Земли, пересекая Восточно-Баренцевоморскую впадину с утоненной континентальной или океани-

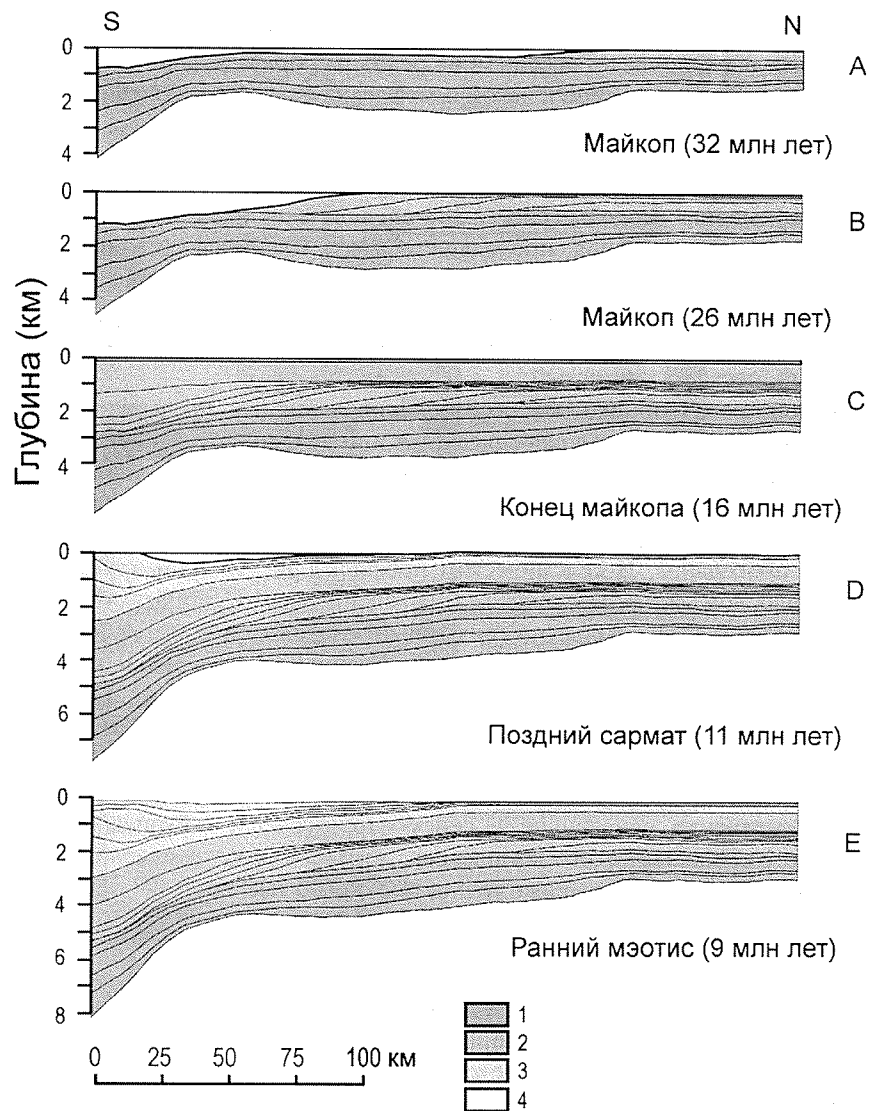
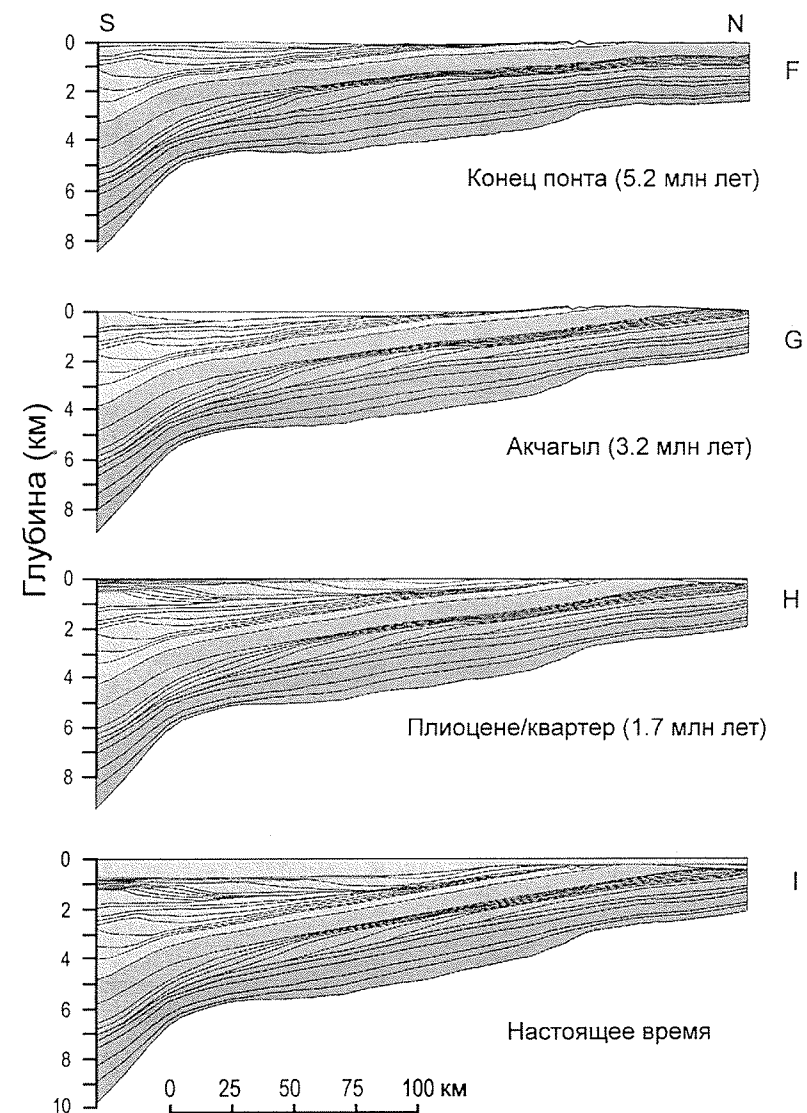


Рис. 2.38. Восстановленная история погружения Восточного Предкавказья [Ершов, 1997].

1-3 — возраст отложений: 1 — юра-эоцен, 2 — олигоцен-ранний миоцен (майкоп), 3 — средний миоцен-квартер; 4 — вода.

ческой корой. Длина профиля — 550 км. В состав осадочного комплекса пород, пересеченного сейсмическим профилем, входят терригенные и карбонатные породы с возрастом от позднедевонского (сейсмический отражающий горизонт Ш₃) до раннемелового (сейсмоотра-



казья в позднем кайнозое по данным V регионального сейсмопрофиля

жающий горизонт Г). Мощность осадков достигает 15 км. При восстановлении палеоглубин бассейна по геометрии клиноформ получены

глубины девонско-раннепермского глубоководного бассейна в 3-4 км. В последовательных стадиях двухмерной модели видно заложение в

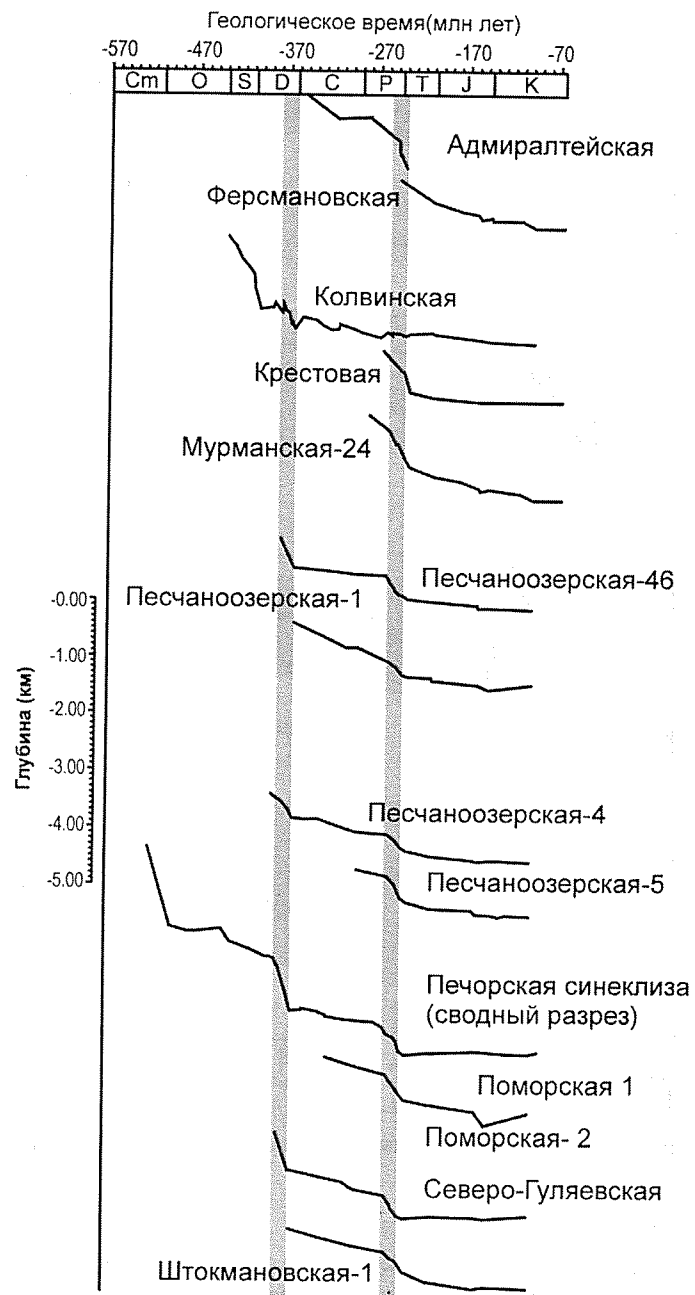


Рис. 2.39. Кривые тектонического погружения для Восточно-Баренцево-воморского региона [Коротаев, 1998].

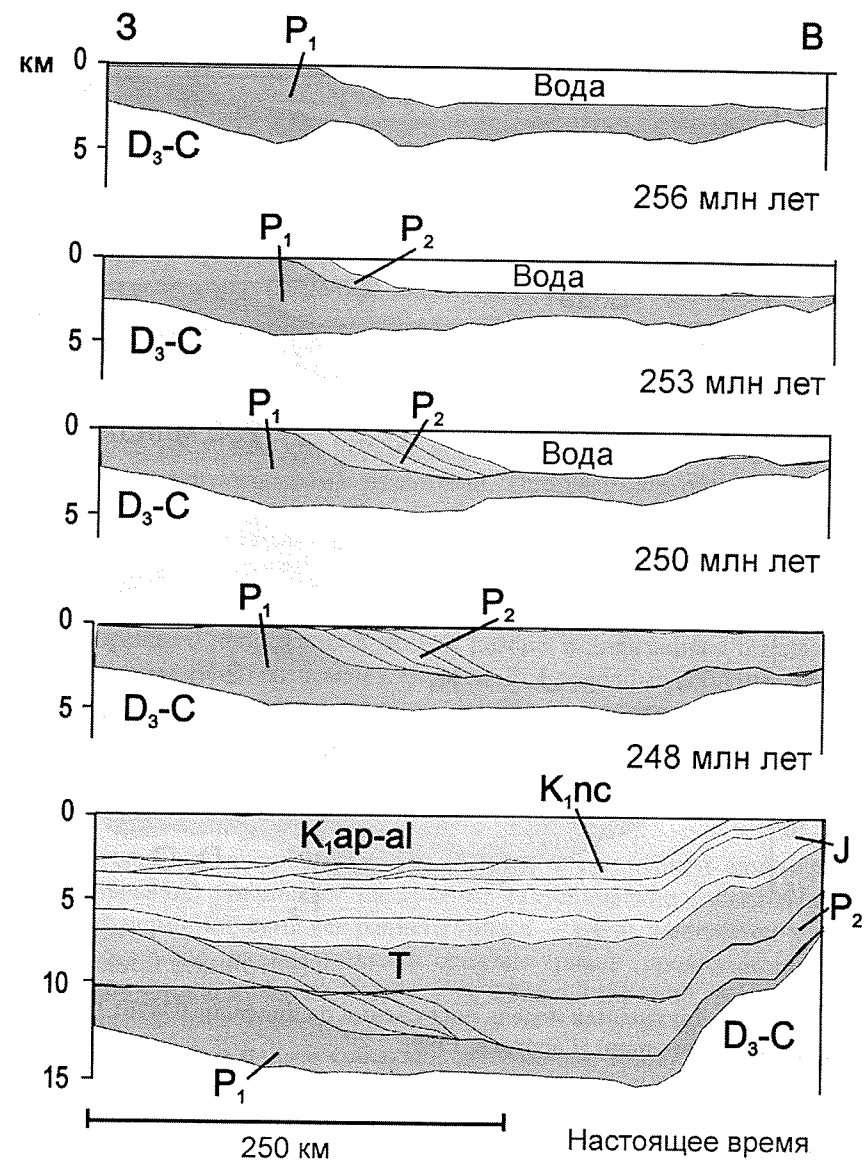


Рис. 2.40. Двухмерная модель погружения по профилю 038702 (Южная часть Баренцева моря) [Коротаев, 1998].

позднем девоне глубоководного бассейна и его постепенной заполнение клиноформными комплексами к концу раннего триаса. На модели по профилю 038701 (рис. 2.41), кроме того, ясно виден второй клино-

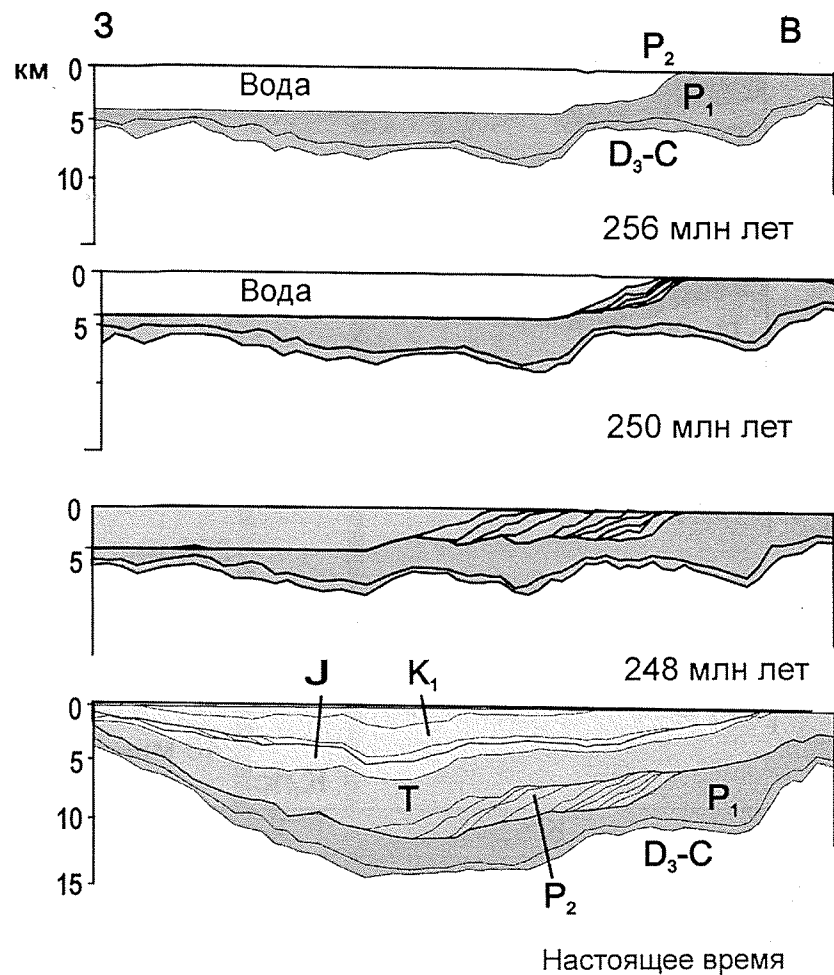


Рис. 2.41. Двухмерная модель погружения по профилю 038701 (Южная часть Баренцева моря) [Корогаев, 1998].

формный комплекс раннетриасового возраста, что может свидетельствовать о дополнительной фазе углубления бассейна на границе перми и триаса, причем величина проседания довольно значительна — до 3–4 км. Кроме этого видно некоторое углубление (до 200 м) бассейна в поздней юре и заполнение образовавшегося бассейна позднелюрскими и раннемеловыми клиноформами. Эти выводы, полученные по результатам двухмерного моделирования, также коррелируются с выводами по одномерному моделированию по скважинам и разрезам Восточно-Баренцевоморского региона.

2.6.3. ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Двухмерная модель, представленная на рис. 2.42, сделана на основе сейсмического профиля, проложенного вкост Колвинскому рифту в Тимано-Печорской области. На профиле представлены терригенные и карбонатные породы силура-раннего мела общей мощностью до 8 км. Длина профиля составляет около 400 км. Одномерная модель, соответствующая этому профилю (рис. 2.43), построена на основе скв. Колвинская-1, пробуренной в центре Колвинского рифта. Тектонические события, выделенные на одномерной модели, схожи с тектоническими событиями, выделенными по скважинам Баренцевоморского региона: фазы быстрого проседания в раннем девоне, позднем девоне и на границе перми и триаса. Эта модель представляет собой пример использования комплекса программ для двухмерного моделирования на сейсмическом профиле с вертикальными разломами. Программное обеспечение для моделирования осадочных бассейнов взято без изменений. Разбивка на псевдоскважины для моделирования велась с учетом расположения разломов (две скважины по обе стороны разлома). На первых этапах развития модели ясно видно образование Колвинского бассейна в силуре, фаза ускоренного проседания в раннем девоне, активизация в позднем девоне и инверсия по разломам в мезозое. Все основные события, прослеживаемые на двухмерных моделях, отчетливо выражаются пиками тектонических событий на одномерной модели.

2.6.4. ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

История проседания Уренгойского рифта по данным одномерного моделирования показывает следующие тектонические события: конец поздней перми-индский век раннего триаса — очень быстрое синрифтовое проседание, окончившееся в среднем триасе (продолжительность рифтовой стадии не более 10 млн лет). Средний-поздний триас — плавное пострифтовое проседание, плинсбах — ускорение проседания, возможно, в связи с новым событием растяжения; граница юры-мела — новая фаза тектонического проседания и образование глубоководного бассейна; поздний эоцен-олигоцен — подъем и эрозия территории.

Двухмерные модели (рис. 2.44, 2.45) построены на основе сейсмических профилей № 29 и № 31 в Западной Сибири. Сейсмический профиль проложен вкост Уренгойскому рифту субширотно, к востоку от Обской губы. Суммарная мощность терригенных песчано-глинистых осадков достигает 6 км. Длина профиля 300 км. На отдельных этапах модели видны основные стадии развития региона, соответствующие стадиям развития, полученным при одномерном моделировании (рис. 2.46): заложение Уренгойского рифта в поздней перми-ран-

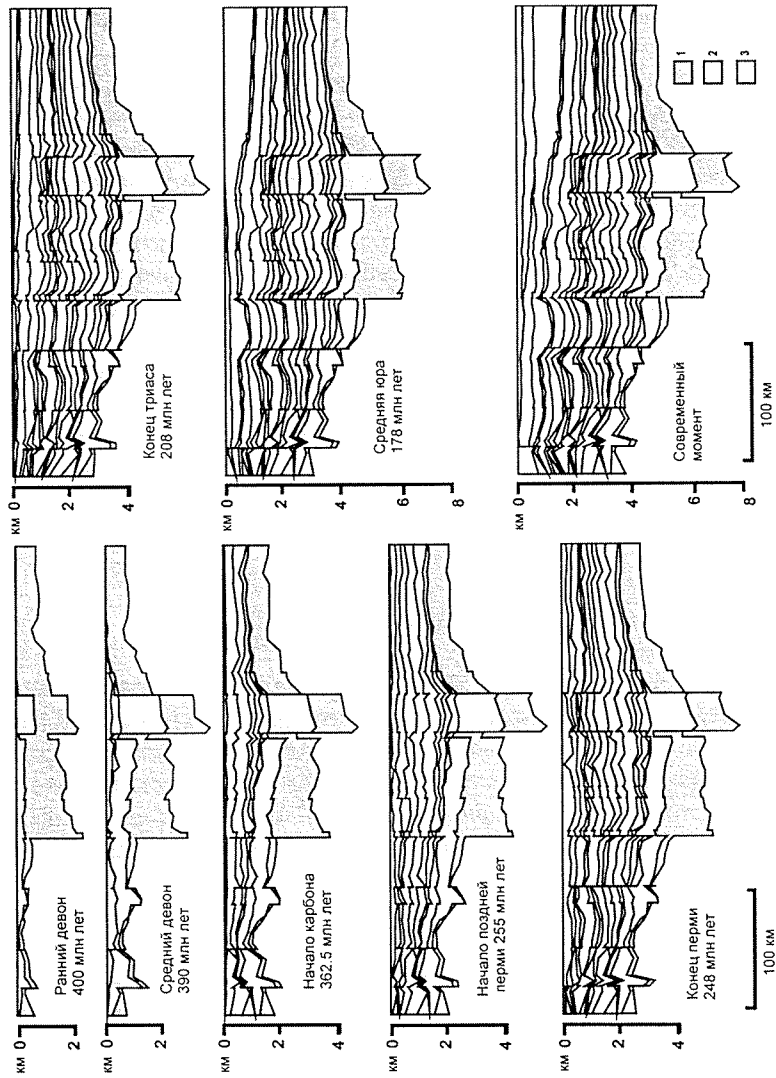


Рис. 2.42. История погружения по профилю вкост Колвинского рифта в Тимано-Печорской области.

Возраст отложений: 1 — силурские, 2 — девонские-каменноугольные, 3 — пермские-четвертичные.

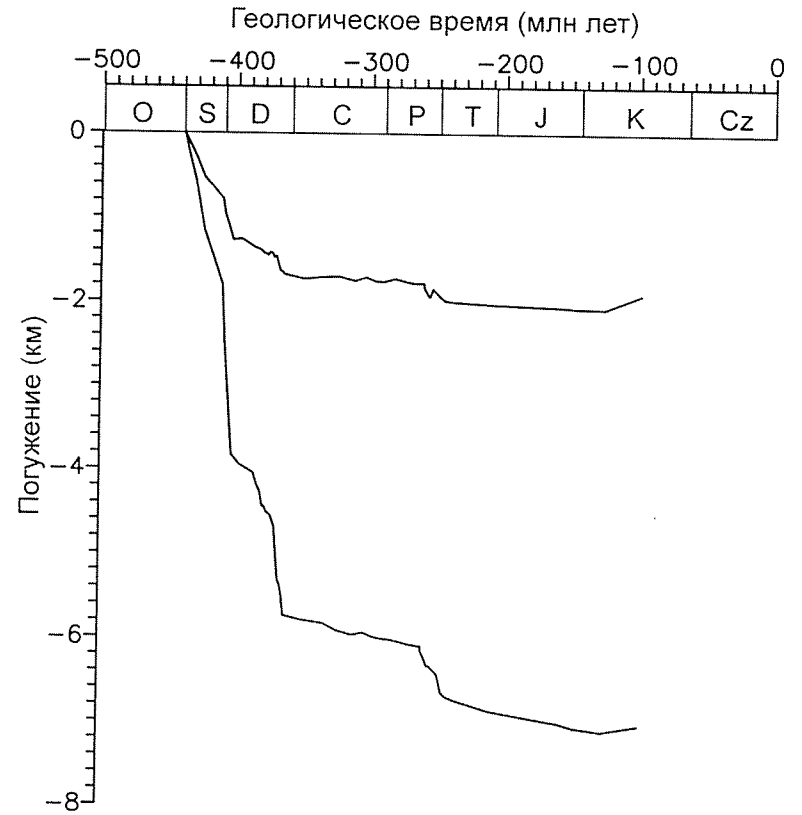


Рис. 2.43. История погружения (тектоническое погружение и погружение фундамента) для Колвинской скважины (Тимано-Печорская область).

нем триаса, заложение относительно глубоководного бассейна в поздней юре-раннем мелу и его заполнение мощными неокемскими клиноформными комплексами в начале раннего мела, воздымание территории в позднем эоцене-олигоцене.

2.6.5. ДНЕПРОВО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

При двухмерном моделировании погружения Днепрово-Донецкой впадины (рис. 2.47, см. прил.) использовался сейсмический профиль Михайловка-Прокопенки, простирающийся с юго-востока на северо-запад вкост Днепровскому бассейну. Длина профиля 80 км, суммарная мощность осадков достигает 15 км. На профиле представлены породы среднедевонского-мелового возраста карбонатного и терригенного состава.

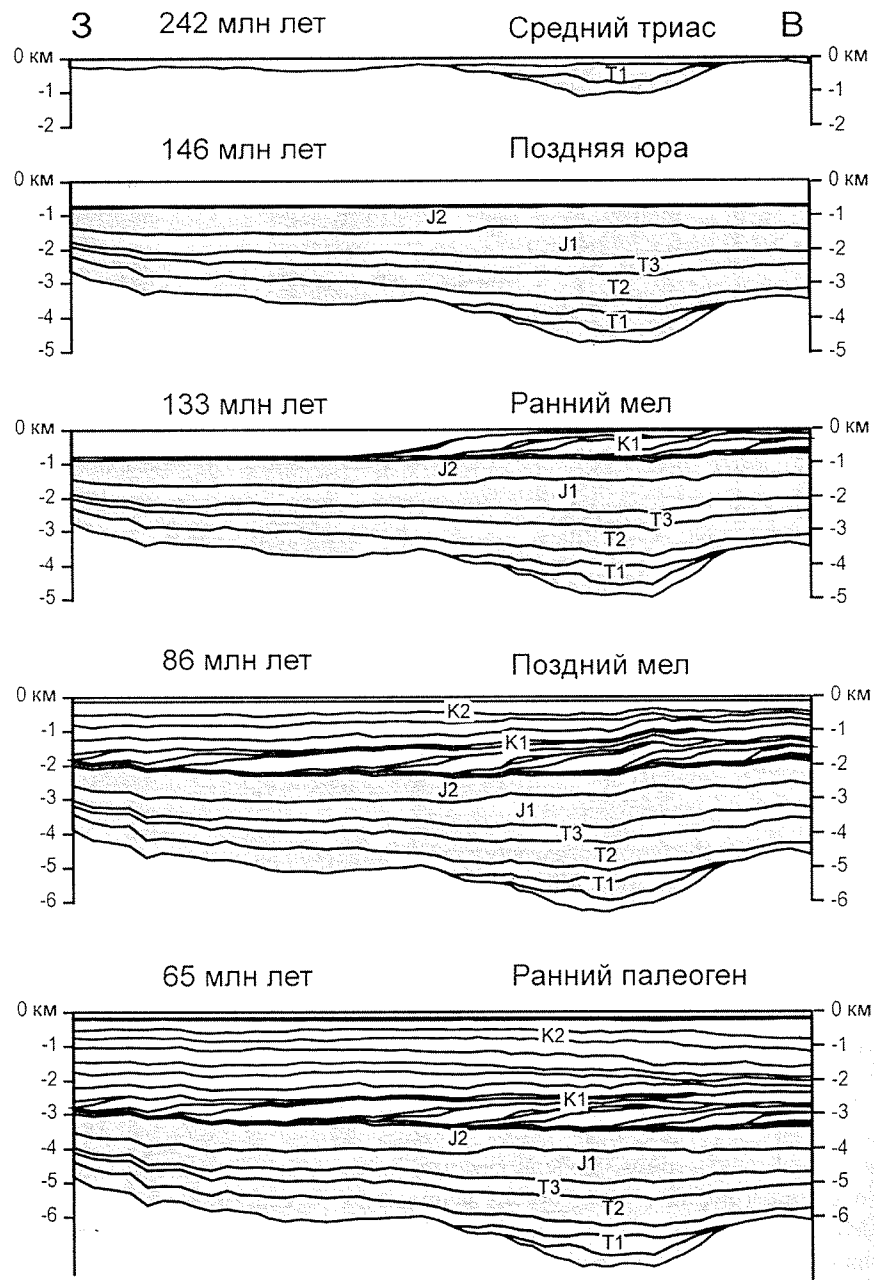


Рис. 2.44. Двухмерная модель погружения по профилю 31 (Западная Сибирь) [Е. А. Третьякова, неопубликованные результаты].

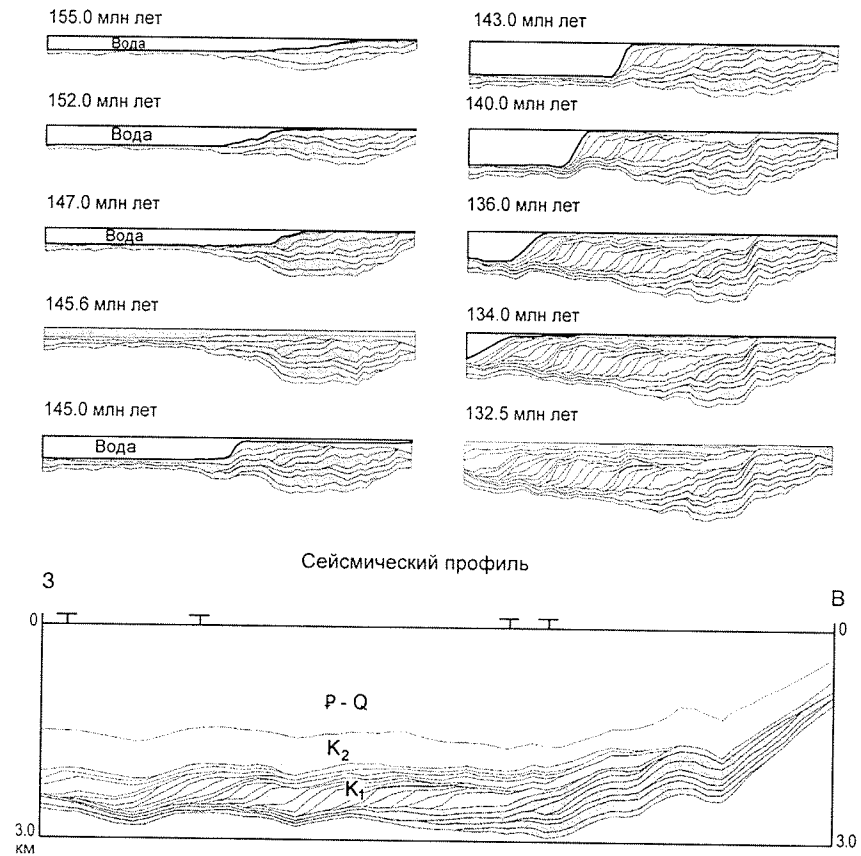


Рис. 2.45. Двухмерная модель погружения по профилю 29 (Западная Сибирь) [Е. А. Третьякова, неопубликованные результаты].

В эволюции Днепровского бассейна в девонско-триасовое время на основе анализа истории погружения (рис. 2.48) выделяются следующие эпохи: средний девон — медленное предрифтовое погружение; поздний девон — главная полифазная стадия рифтогенеза; турне-раннее визе — замедление погружения; позднее визе-поздний карбон — быстрое пострифтовое погружение с плавным уменьшением амплитуды к концу эпохи; граница карбона и перми-ассельский век — эпоха ускоренного погружения, сопровождавшаяся сбросообразованием; сакмарский век-середина перми — замедление погружения и последующее вероятное воздымание и некоторая эрозия; примерно граница перми и триаса и в раннем триасе — быстрое погружение. Дальнейшая история также сопровождалась переменной во времени скоростью погружения бассейна.

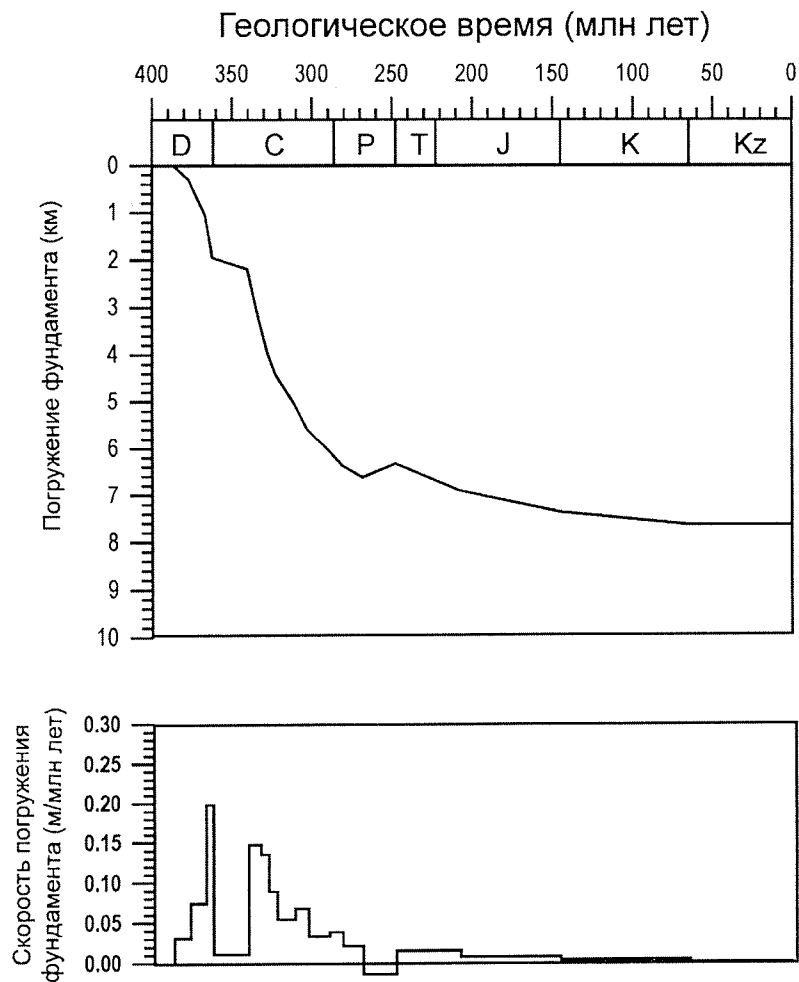


Рис. 2.48. Усредненная по профилю история погружения Днепровско-Донецкого бассейна [Ершов, 1997].

На модели (рис. 2.48) ясно видна девонская рифтовая фаза, каменноугольная фаза быстрого погружения и предтриасовая крупномасштабная эрозия в южной части профиля.

2.6.6. ВЫВОДЫ

Как видно из примеров, приведенных выше, результаты, полученные при двухмерном моделировании хорошо сопоставимы с результатами, полученными одномерным моделированием. Двухмерное модели-

рование — оптимальный путь для анализа сейсмических профилей. Кроме того, результаты двухмерного моделирования по профилю намного более наглядно показывают историю погружения и заполнения осадочного бассейна, особенно в случае его сложной структуры (наличие клиноформных комплексов, разломов). Как и одномерное моделирование, двухмерное моделирование позволяет наложить на модель погружения осадочного бассейна модель тепловых процессов в осадочном бассейне, получая в результате модель генерации углеводородов.

2.7. РЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ РАЙОНОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Физические принципы и математический аппарат, положенные в основу реологических моделей, описаны в гл. 2.4. Для реальных условий реологическое моделирование позволяет установить жесткость литосферы в различных регионах и эффективную упругую толщину литосферы, и, исходя из этих параметров, установить возможные варианты деформации литосферы при различных нагрузках и при различных стилях деформации (сжатие и растяжение).

График, характеризующий изменение реологии литосферы с глубиной (рис. 2.28) (профиль предельной жесткости), показывает распределение напряжения в литосфере в зависимости от минерального состава и термического режима литосферы. По горизонтальной оси графика влево откладывается напряжение растяжения, вправо — напряжение сжатия, по вертикальной оси — глубина.

Отдельные части графика в случае континентальной литосферы характеризуют отдельные реологические слои литосферы. Рассмотрим профиль напряжения для одного такого слоя. Верхняя часть фигуры отвечает хрупкой деформации с линейной зависимостью напряжения от глубины, определяемой правилом Бирли. Далее ниже перегиба находится область вязкоупругих деформаций. Ближняя к 0 (до 200 МПа) область отвечает степенной ползучести, дальняя (от 200 МПа) область — ползучести с нарушенным степенным законом.

Важное значение для характеристики реологических свойств литосферы имеет эффективный упругий модуль, определяемый как отношение напряжения к полной деформации в каждой точке литосферы при данном уровне напряжений.

Площадь фигуры, ограниченной профилем эффективного упругого модуля, характеризует жесткость литосферы в целом, а положение центра тяжести фигуры определяет положение эффективной средней поверхности литосферы.

С точки зрения механики в первом приближении реологические свойства литосферы могут быть промоделированы реологическими свойствами тонкой упругой пластинки, называемой эквивалентной упругой пластинкой. Она характеризуется двумя параметрами: толщиной и положением эффективной средней поверхности. В применении к литосфере они носят название эффективной упругой толщины литосферы (ЭУТ) и эффективной средней поверхности литосферы (ЭСП). ЭСП характеризует преддеформационную структуру литосферы.

При наличии значительных неоднородностей в литосфере, например, присутствии сильно утоненной континентальной или океанической коры в центральной части моделируемого профиля, линия ЭСП значительно отклоняется от горизонтали и является фактором, значительно влияющим на будущую деформацию (рис. 2.49).

С точки зрения специалиста-геолога процесс моделирования реологии литосферы состоит в следующем:

- изучение карт физических полей региона. Необходимы следующие детальные карты: карта топографии региона, карта подошвы осадочного чехла, карта мощностей верхней коры, карта мощностей земной коры, карта теплового потока региона. Желательно использование карты аномалий гравитационного поля. Для случая океанической литосферы необходимо время ее развития;

- сопоставление карт и планирование точек для просчетов реологических параметров литосферы. Занесение в программу исходных данных: мощностей осадочного чехла, верхней и нижней коры, теплового потока, возможного предизгиба литосферы, возраста океанической коры;

- просчет программой и получение конечных точечных моделей реологии литосферы;

- получение программой точек эффективной срединной поверхности литосферы (соответствует середине эффективно упругого слоя литосферы). Получение эффективной упругой толщины литосферы;

- построение реологических профилей и профилей эффективной упругой толщины литосферы;

- снятие координат точек построения реологических моделей и составление файла данных вида: широта–долгота–глубина срединной линии литосферы (или толщины эффективно упругого слоя литосферы);

- выбор метода построения изолиний и построение карт изолиний.

Таким образом, можем получить распределение реологических величин в пространстве на современный момент времени. На этой карте можно произвести районирование по степени жесткости литосферы и сделать предположения о возможном стиле деформаций в регионе для настоящего времени.

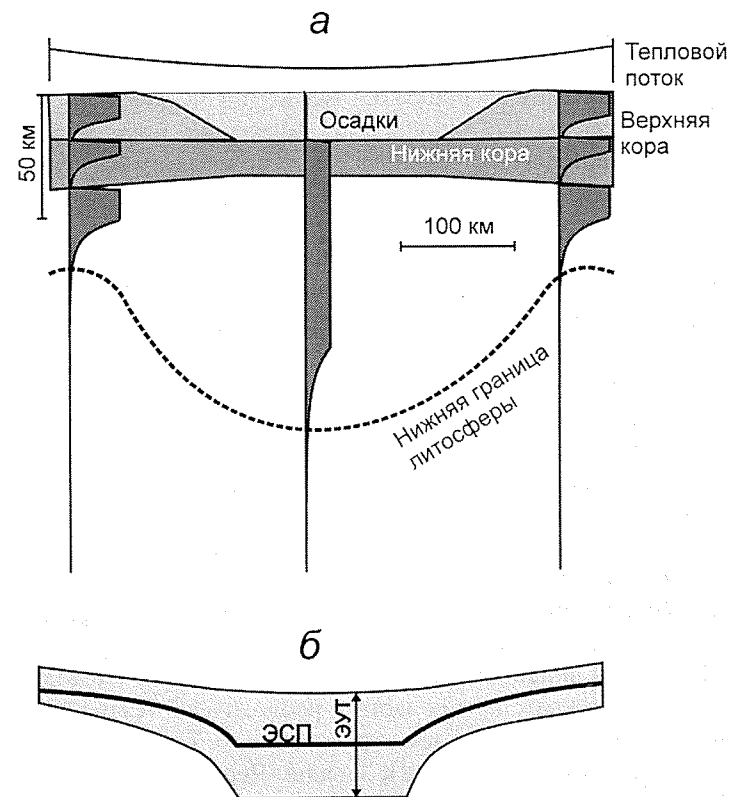


Рис. 2.49. Коровый разрез бассейна, заложенного на океанической коре, и соответствующие ему профили предельной прочности и конфигурация эквивалентной упругой пластинки.

Кроме такого анализа существующее программное обеспечение позволяет провести анализ реологических свойств литосферы во времени. Для этого необходим набор палеотектонических карт (карт существовавших обстановок) для различных моментов времени. Параметры реологических моделей выбираются исходя из соответствующих параметров современных аналогов древней тектонической обстановки. Таким образом, получаем систему палеореологических профилей и палеореологических карт на разные моменты времени. Сопоставление их во времени дает картину изменения реологии и развития стилей деформации во времени. Палеореологические профили для региона представляют готовую модель развития деформаций (например, проседание осадочного бассейна за счет сжатия и изменения жесткости за счет изменения возраста океанической литосферы).

Полученные реологические профили толщины эффективно упругого слоя литосферы являются исходным материалом для моделей развития региона по типу изгиба балки (изгиб предварительно деформированной литосферы с неоднородной эффективно упругой толщиной при действии на нее напряжений сжатия и получающейся полудлины волны деформаций, близкой к характеристической полудлине волны литосферы).

Для примера применения реологического картирования взята территория к югу от Восточно-Европейской платформы. Основными объектами для построения моделей являются Черное море (бассейн на коре океанического типа, возраст коры около 100 млн лет), южная часть Каспийского моря (бассейн на коре океанического типа, возраст коры около млн лет), Прикаспийская впадина (кора океанического типа, возраст — 100 млн лет), ороген Большого Кавказа, предкавказский краевой прогиб, южная часть Восточно-Европейской платформы (древняя платформа). Для построения данной модели взято 25 точек, принцип установки точек заключается в следующем: точки ставятся в центрах основных объектов реологической карты, а также по границам этих объектов. Полученная карта представлена на рис. 2.50. При рассмотрении этой модели легко можно выделить области с реологически сильной корой — впадины с корой океанического типа и холодную литосферу древнего кратона и области с реологически слабой корой — орогены. На рис. 2.49 представлен реологический профиль через бассейн, близкий по структуре коры к Западно-Черноморской или Южно-Каспийской впадинам. Видно, что центральная часть профиля более жесткая, и существует изгиб срединной линии литосферы. Это предположение может объяснять возможный механизм быстрого неоген-четвертичного проседания Черноморского и Южнокаспийского бассейнов при сжатии (Коротаев, 1998).

Отметим, что расчет реологических параметров литосферы является необходимой процедурой для объяснения процессов быстрых тектонических движений в регионах с резко неоднородным строением земной коры.

2.8. МЕТОД КОМПЬЮТЕРНОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОСТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ

Реконструкции палеоструктурных планов с целью анализа тектонической истории региона широко применяются в геологии на протяжении многих десятилетий. Суть данного метода исследования сводится к последовательному построению палеоструктурных карт для изучаемого региона, выявлению на основе их анализа главных тенден-

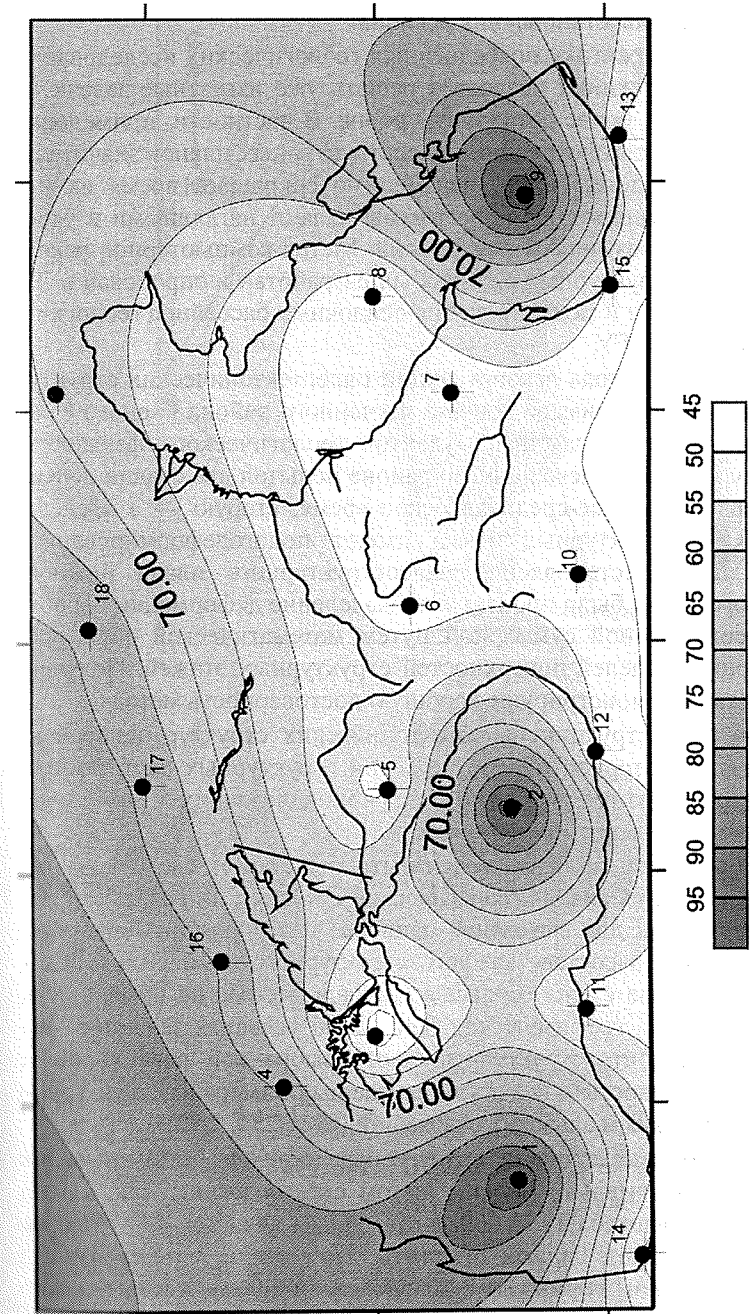


Рис. 2.50. Реологическая карта юга Восточной Европы.

Черные точки с крестами — точки построения реологических моделей, изолинии — величины глубины эффективно-срединной поверхности литосферы.

ций в развитии территории и восстановлению на их базе общей геодинамической картины становления региона.

Внедрение в практику повседневных геологических исследований вычислительной техники позволяет решать уже известные задачи на качественно ином, более детальном уровне. В частности, применение компьютеров для реконструкции палеоструктурных планов значительно повышает их детальность, неизмеримо сокращает время их построения, а трехмерные блок-диаграммы делают наглядными и удобным для анализа результаты построений. Метод компьютерной реконструкции палеоструктурных планов был разработан и опробован в Лаборатории геологии и моделирования осадочных бассейнов геологического факультета МГУ.

Опробование метода реконструкции палеотектонических структур было проведено на примере хорошо изученного района Горного Крыма, где проводится практика студентов геологического факультета МГУ. Чехольный комплекс данного района испытал две стадии деформации: первую в ранне-среднеальбское время, вторую — в предсарматское. Оба структурных этажа имеют пологодеформированное строение. Для восстановления палеоструктурного плана нижнего структурного этажа было произведено выделение деформации первого этапа из современной суммарной путем математической обработки компьютерных моделей поверхностей структурных этажей. Полученные результаты демонстрируют хорошую достоверность метода.

Способ реконструкции палеотектонических структур основан на анализе и компьютерной обработке серии структурных карт, построенных по границам геологических тел, принадлежащих к различным структурным комплексам или этажам.

Общий алгоритм действий может быть представлен следующим образом. Производится анализ геологической ситуации в пределах исследуемой территории для выявления наиболее благоприятных для обработки горизонтов в составе каждого структурного комплекса (этажа). Критериями выбора служат большая площадь выхода на поверхность, наличие буровых и геофизических данных об условиях залегания, позволяющие построить структурную карту выбранной поверхности с максимальной точностью. В данном случае были выбраны структурные карты валанжинских и альбских отложений (рис. 2.51, 2.52).

Производится построение структурных карт по выбранным поверхностям с оптимально мелким шагом стратоизогипс. Так, например, для карт масштаба 1 : 25 000 достаточным является шаг стратоизогипс 25 м. Следует, однако, отметить, что методы математической интерполяции данных приводят к появлению ошибок в местах резкого разрежения стратоизогипс (перегибы поверхности, приразломные дис-

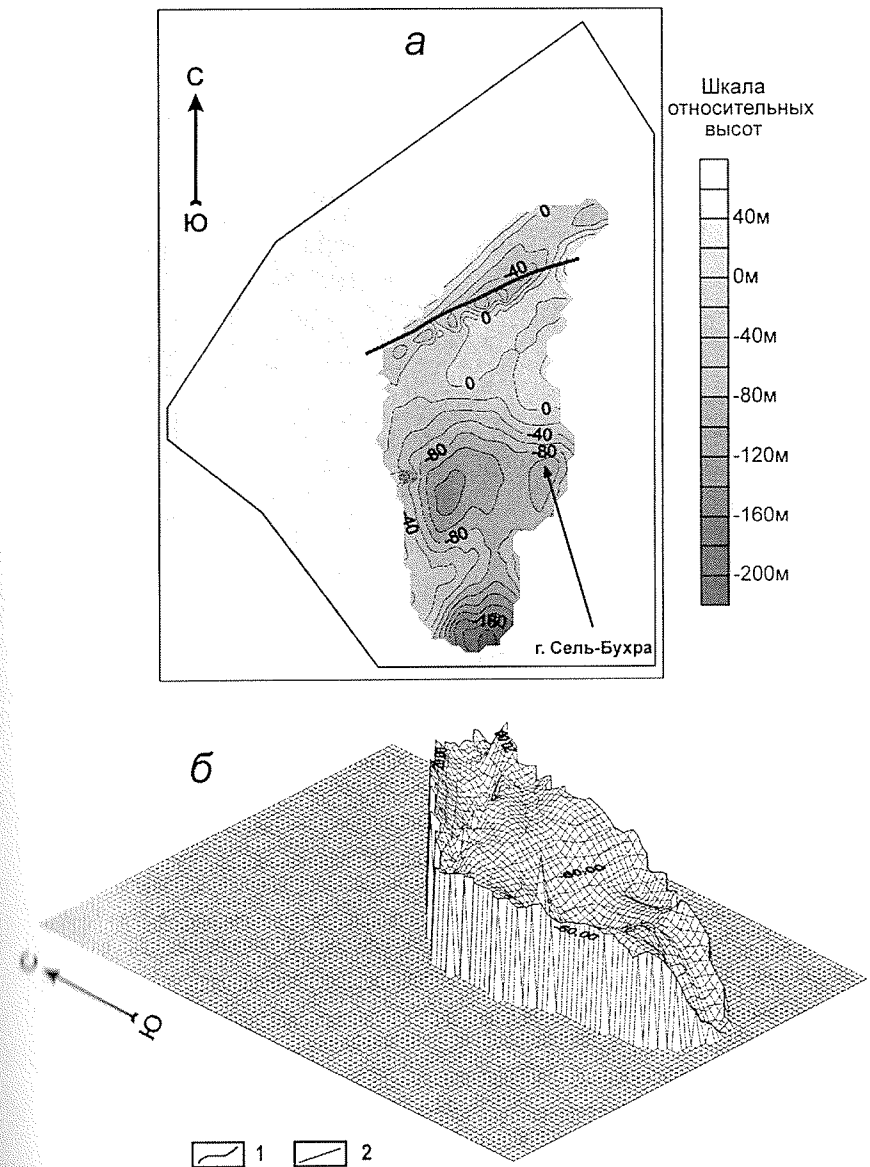


Рис. 2.51. Современный структурный план валанжинских отложений.

а — в плане, б — трехмерное изображение; 1 — стратоизогипсы подошвы валанжинских отложений, 2 — разрывные нарушения.

локации и т. п.). В таких областях необходимо поведение дополнительных (промежуточных) стратоизогипс.

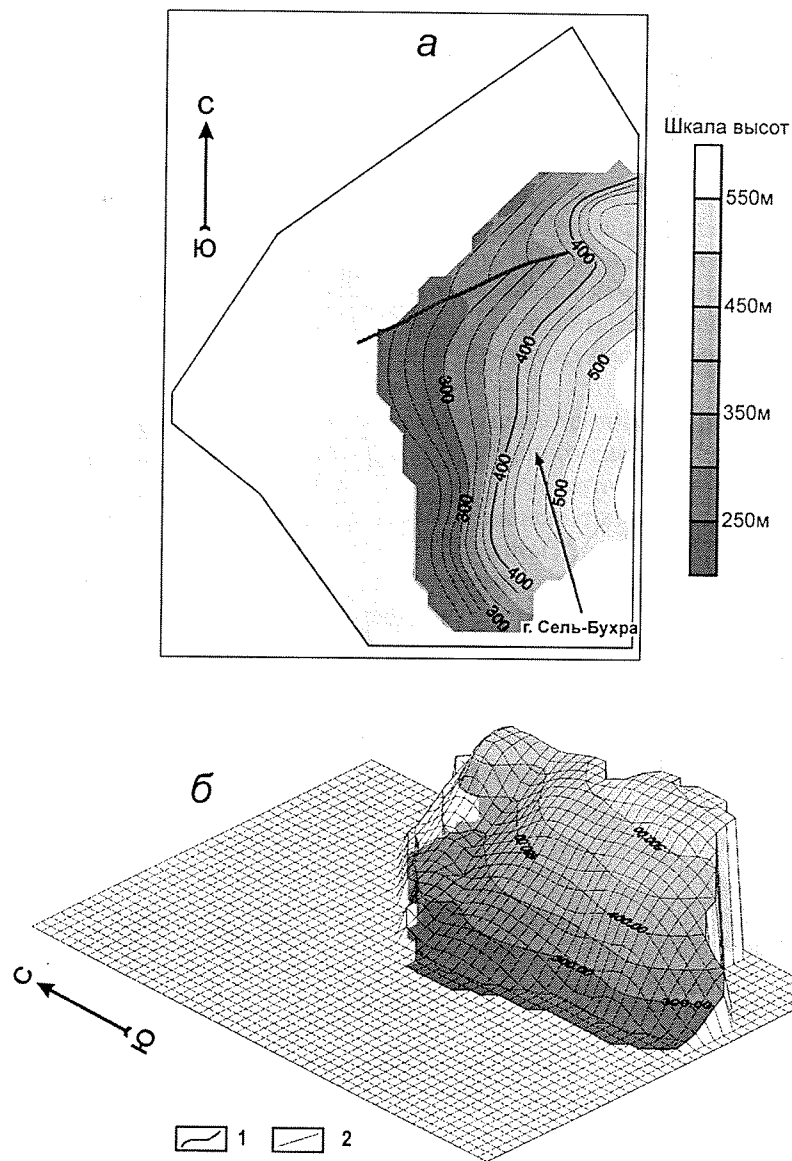


Рис. 2.52. Современный структурный план альбских отложений.

a — в плане, *б* — трехмерное изображение.

1 — стратозигопсы подошвы альбских отложений, 2 — разрывные нарушения.

Следующий этап — оцифровка стратозигопс. Оцифровка может производиться с использованием дигитайзера или с помощью программ

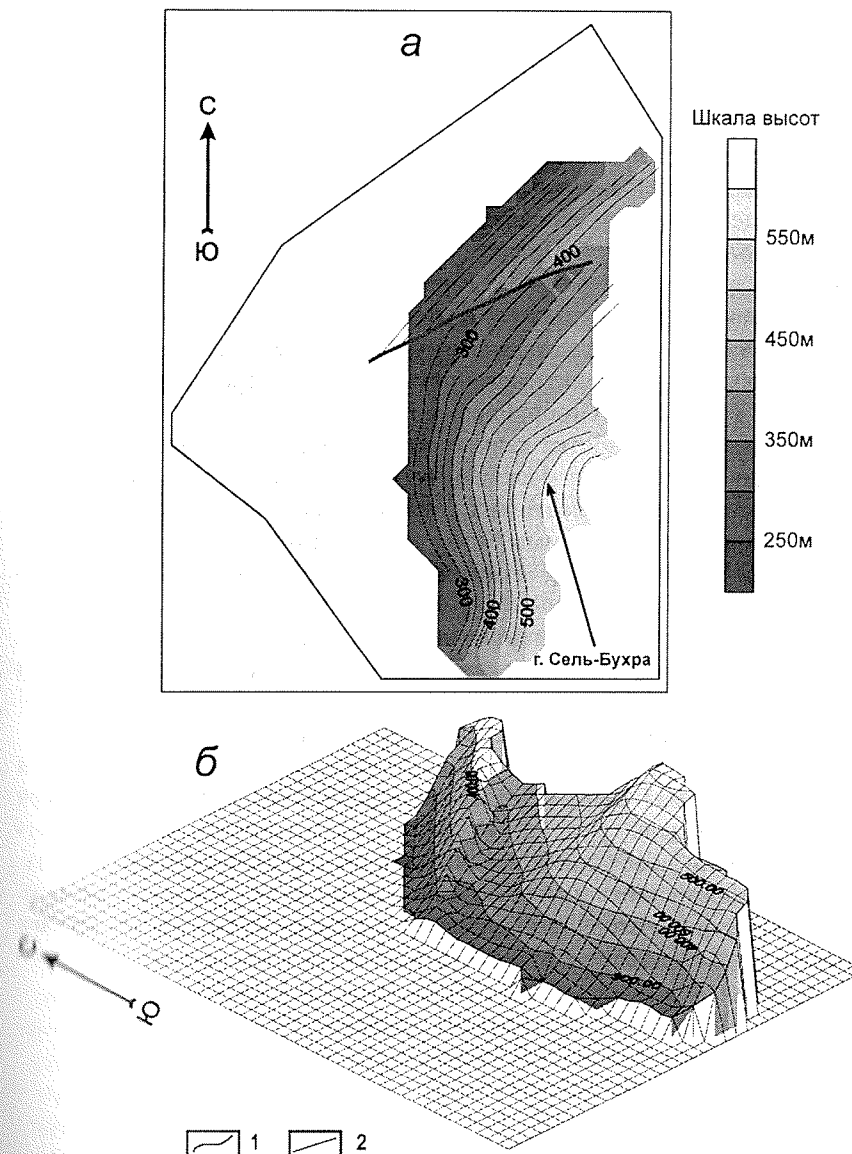


Рис. 2.53. Структура валанжинских отложений в преальбское время.

a — в плане, *б* — трехмерное изображение.

1 — стратозигопсы подошвы валанжинских отложений, 2 — разрывные нарушения.

векторизации предварительно отсканированного материала. С нашей точки зрения предпочтительнее программная векторизация отсканиро-

ванного материала, так как она позволяет достичь существенно большей точности человеку, не имеющему профессиональных навыков работы с дигитайзером, а также в силу существенного сокращения времени оцифровки.

Наиважнейшим моментом оцифровки структурных карт является соблюдение единой системы координат для карт разных поверхностей. Несоблюдение этого требования сделает дальнейшую математическую обработку невозможной. Представляется целесообразным составление сводной карты структур разных горизонтов на одном листе. Выходной формат данных должен быть числовой, т. е. содержать координаты X , Y , Z , где X , Y — координаты значимых точек, а Z — их альтитуда. Метод был опробован с использованием программы-трассировщика Easy Trace v2.1 (Easy Trace Group, Россия, Рязань).

Дальнейшая обработка данных заключается в математической интерполяции полученных массивов данных и построении трехмерных моделей каждой из исследуемых поверхностей. Метод был опробован с использованием программы Surfer for Windows v5.0. Метод интерполяции данных — Kriging с игнорированием данных вне значимой области (рис. 2.51, 2.52).

Для реконструкции палеотектонического структурного плана следует вычесть деформацию верхнего структурного комплекса (этажа) из деформации нижнего, испытавшего две стадии деформации, т. е. вычесть трехмерный массив верхней поверхности из трехмерного массива нижней поверхности. Данная процедура выполняема с применением упомянутой выше программы Surfer for Windows v5.0. Полученная трехмерная модель (рис. 2.53) является качественной, для количественной оценки необходимо вводить дополнительные данные альтитуды поверхности нижнего структурного комплекса (этажа) на момент, предшествующий вторичной деформации, что в большинстве случаев невозможно.

Часть III

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПАЛЕООБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

3.1. РИФТОВЫЕ И ПОСТРИФТОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Рифтогенез является одним из основных тектонических процессов, приводящих к формированию осадочных бассейнов. Рифт — это грабенообразная структура растяжения в масштабах земной коры. Морфологически и генетически существует значительное разнообразие рифтогенеза, это приводит и к разнообразию пострифтовых осадочных бассейнов.

3.1.1. СТРУКТУРА РИФТОВЫХ ЗОН И РЕОЛОГИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Структура рифтовых зон определяется многими факторами, среди которых важнейшие — реологический разрез литосферы, скорость, величина и длительность растяжения. Реологическая стратификация литосферы является одним из основных факторов, контролирующих характер разломообразования и рифтинга. Вероятность такой стратификации для Земли обсуждалась, по крайней мере, еще А. Вегенером, считавшим, что более жесткая верхняя кора континентов скользит по более пластичной нижней коре. Идеи о реологической стратификации литосферы широко использовались для объяснения структуры коллизионных поясов, начиная с работ Аргана. Но только в конце семидесятых — начале восьмидесятых годов они получили строгое обоснование прежде всего на основе четырех групп данных: (1) детальное сейсмическое профилирование литосферы разных регионов; (2) экспериментальные работы по реологии разных пород при разных РТ-условиях; (3) разработка нового поколения теории деформации; (4) анализ сейсмичности на разных уровнях литосферы. Эта проблема специально