

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ
(ГЕОКАРТ)

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА (МГУ)

**400 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ**

Выпуск 1

Москва
ГЕОКАРТ
ГЕОС
2005

ББК 26.323
Ч 67
УДК 553.065

400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. – 388 с. + 2 вклейки (Роснедра, Геокарт, МГУ).
8-89118-396-X

Рассмотрена история развития южной части Восточной Европы – от юга Восточно-Европейской платформы до ее складчатого обрамления в Кавказско-Турецкой области – в интервале от девона до современного этапа. Детально исследованы вопросы палеогеографии, палеотектоники, магматизма и палеогеодинамики. Для кайнозойской истории Кавказско-Черноморского региона предложены численные геодинамические модели.

Для специалистов в области региональной геологии, геологов-съемщиков и поисковиков, студентов и преподавателей вузов.

Ил. 105, табл. 4, список литературы 505 назв.

*Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 1*

Главный редактор серии: А.Ф. Морозов
Заместитель главного редактора: Н.В. Межеловский

Ответственный редактор выпуска: А.М. Никишин

Редакционная коллегия выпуска:
Р.В. Грушин, Г.С. Гусев, В.А. Килипко, Н.В. Межеловский,
А.Ф. Морозов, А.М. Никишин, Н.И. Пруцкий,
Д.В. Рундквист, А.А. Смыслов, Т.В. Чепкасова

Авторы:
*А.М. Никишин, П.А. Фокин, П.Л. Тихомиров, Е.Ю. Барaboшкин
А.С. Алексеев, А.В. Ершов, М.В. Кортаев, П.А. Циглер, Д.И. Панов,
С.Н. Болотов, Ф. Шало-Пра, Б.П. Назаревич, Л.Ф. Копаевич, А.Г. Олферьев*

Техническое редактирование: И.Н. Межеловский
Подготовка оригинал-макета: И.В. Шумова, М.А. Резниченко

© Коллектив авторов, 2005
© Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 2005

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная работа написана в основном сотрудниками кафедры «Региональной геологии и истории Земли» Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в содружестве с коллегами из ряда других организаций. Она представляет геологической общественности результаты, полученные в России после распада СССР. Эти исследования проведены в рамках новых российских проектов за последние 10 лет, большинство из которых финансировались Геологической службой МПР РФ. Инициатором и одним из основных руководителей этих работ был А.Ф. Морозов.

В новых политических реалиях стало возможным выполнение широких международных геологических проектов на территории России с привлечением большого числа специалистов из разных стран. Одним из таких проектов была Программа ЕВРОПРОБА, которая осуществлялась в тесном содружестве с МПР России и РАН. Эта программа стимулировала исследования в Кавказском регионе, который всегда был основным геологическим полигоном для российских геологов (и, в частности, геологов Московского государственного университета). Одним из главных преимуществ международных проектов является комплексность исследований и интегральный подход к основным геологическим проблемам. Это привело к совместным работам тектонистов, стратиграфов, геофизиков, геохимиков, специалистов по компьютерному моделированию, что необходимо для реконструкции истории и динамики формирования геологических структур. В свою очередь, задача получения хорошо обоснованных выводов привела нас к тесному сотрудничеству с геологами других организаций Москвы (прежде всего ГИНа) и многих других городов (особо отметим Ессентуки). Широкий международный обмен способствовал выбору наиболее оптимальных путей решения основных задач. Здоровая конкуренция между различными научными группами стимулировала поиск новых решений, приемлемых для всех исследователей. Важным также является некоторая стандартизация геологического языка, так как все геологические термины должны быть понятны и легко переводимы на разные языки.

Наши основные полевые исследования проходили на Русской платформе, в Крыму, на Большом Кавказе. В ходе геологических

интенсивное смешение и перемещение тетических и бореальных водных масс. Наиболее активно эти процессы запечатлены в осадках южной и юго-восточной окраин Западно-Сибирского бассейна, где проникновение холодных бореальных водных масс способствовало накоплению кремнисто-терригенных илов. Для этих участков микроорганизмы с кремнистым скелетом играют большую роль в зональном расчленении. Периодическое расширение сообщения через Тургайский и периодически открывавшийся Среднеуральский пролив (коньяк-ранний кампан) способствовали миграции видов в обоих направлениях. Тургайский мегапролив просуществовал вплоть до позднего эоцена.

К сожалению, значительная тектоническая перестройка этой площади на границе мела и палеогена и последующее поднятие привели к изменению конфигурации береговой линии палеобассейнов, и многие вопросы меловой палеогеографии до сих пор остаются неясными.

Глава 6

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Введение

В данной главе рассматривается модель истории погружения и геодинамики Предкавказского осадочного бассейна. Будучи одним из старейших нефтепроизводящих регионов мира, Предкавказье по степени геологической изученности занимает одно из ведущих мест среди осадочных бассейнов планеты. Несколько тысяч глубоких скважин и десятки региональных сейсмопрофилей с протяженностью каждого более 200 километров составляют богатую фактическую базу для геологических исследований, ведущихся уже более 100 лет. Однако, несмотря на прекрасную геологическую изученность, до сих пор не было предложено модели, удовлетворительно объясняющей все основные характерные черты погружения бассейна.

Региональная геологическая основа

Современная тектоническая структура Кавказа и Предкавказья

Исследуемый регион включает в себя следующие основные тектонические подразделения (рис. 6.1): орогены Крыма, Большого и Малого Кавказа, Предкавказский осадочный бассейн, Закавказские (Куринский и Рионский) осадочные бассейны, глубоководные впадины Черного моря и Южного Каспия. Предметом нашего исследования является собственно Предкавказский осадочный бассейн, но мы уделим некоторое внимание и прилегающим областям, особенно орогену Большого Кавказа, ввиду взаимной обусловленности их строения и тесной взаимосвязи их эволюции.

Ороген Большого Кавказа представляет собой почти линейный горный пояс, подразделяемый на западный, центральный и восточный

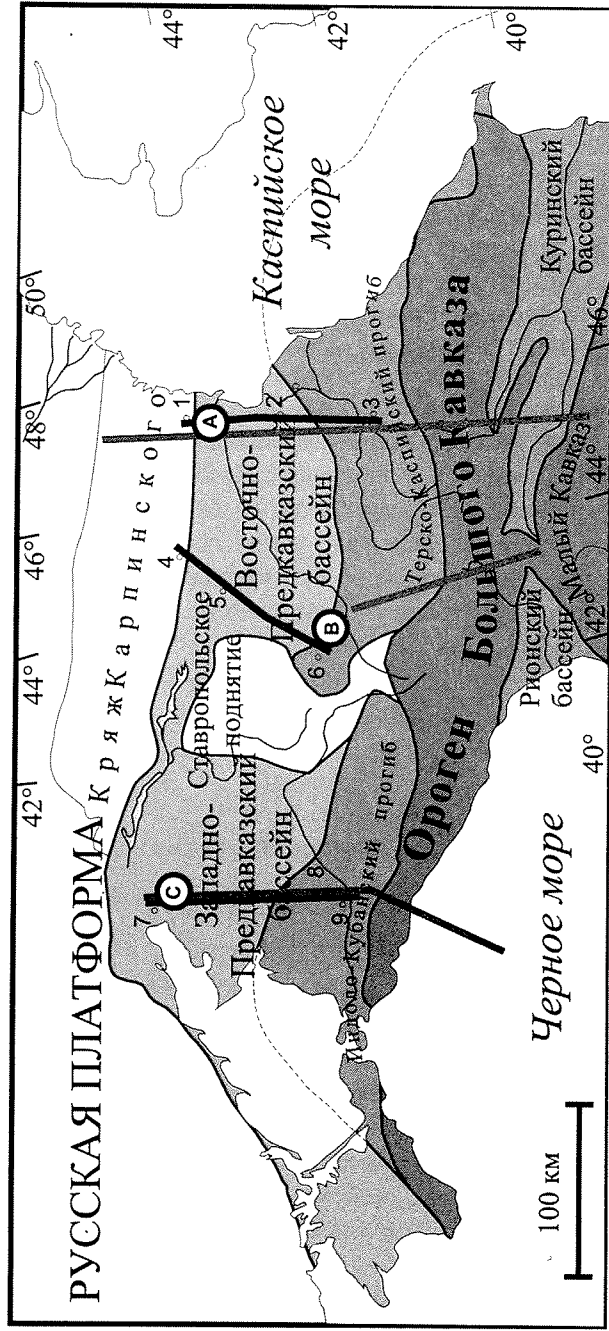


Рис. 6.1. Схема основных тектонических элементов Кавказского региона и расположение скважин и псевдоскважин (маленькие кружки), сейсмопрофилей (черные линии) и коровых разрезов (серые линии), по которым были построены модели, представленные в данной работе

сегменты. Он располагается вдоль северного деформированного края Скифской платформы. Линейность Большого Кавказа, видимо, связана с трансгрессионной обстановкой его формирования. Ороген образовался в результате закрытия глубоководного бассейна (трога Большого Кавказа или, точнее, трога южного склона Большого Кавказа), подобного Черноморскому и Южнокаспийскому и территориально располагавшемуся между ними, смятые осадки которого ныне залегают на южном склоне Большого Кавказа.

Предкавказье включает в себя большую часть Скифской эпигерцинской платформы и Терско-Каспийский краевой прогиб. С юга Предкавказье ограничено орогеном Большого Кавказа, с севера – Прикаспийской впадиной и Восточно-Европейской платформой, с запада – Азовским морем и Крымом, с востока – впадиной Каспийского моря. Как и Большой Кавказ, Предкавказье подразделяется на западный, центральный и восточный сегменты, прилегающие к соответствующим участкам Большого Кавказа. Наиболее прогнутые участки Западного и Восточного Предкавказья расположены в областях, примыкающих к Большому Кавказу, и называются Индоло-Кубанской и Терско-Каспийской впадинами, соответственно. С севера Предкавказский бассейн ограничен Донбассом и валом Карпинского – девонскими рифтами, инвертированными в более позднее время.

Восточночерноморская и Южнокаспийская глубоководные впадины залегают на сильно утоненной континентальной коре (средняя мощность коры изменяется от 10 до 20 км), перекрытой мощными толщами осадков (до 20 км в Южном Каспии). Они образовались в юрско-меловое время в задуговой обстановке в тылу Тетической вулканической дуги, деформированные образования которой сейчас составляют орогены Понтид, Малого Кавказа и Эльбурса.

К сожалению, глубинная структура Кавказского региона изучена, на данный момент, недостаточно детально. Количество доступных глубинных сейсмических профилей невелико, а их качество невысоко. В этих условиях наилучшим выходом видится конструирование синтетических коровых разрезов на основании всего объема имеющихся данных. Строение Большого Кавказа и прилегающих бассейнов показано на трех синтетических коровых разрезах, приведенных на рис. 6.2 [Ershov et al., 1999]. Расположение профилей показано на рис. 6.1. Первые два разреза (рис. 6.2-а, б) построены на основании профилей ГСЗ Волгоград–Нахичевань и Степное–Бакуриани [Краснопевцева, 1984], соответственно. Верхние части разреза скорректированы с учетом региональных сейсмопрофилей V и II в Предкавказье и геологической карты в горной области. Третий разрез (рис. 6.2-в) сконструирован на основании карты Мохо Вольвовского и др. [1989], глубинного сейсмического разреза

Предкавказский осадочный бассейн характеризуется асимметричной формой с углублением к орогену, характерной для передовых прогибов. Краевые прогибы выполнены терригенными толщами олигоцен-четвертичного времени. Пологие северные крылья Предкавказского передового прогиба перекрывают мезозойско-палеогеновые отложения Скифской Платформы, а узкие крутые южные крылья – отложения северного склона трога Большого Кавказа.

Субдукционно-коллизонная история региона

Современное тектоническое положение Кавказа в контексте Афро-Африканской коллизии показано на рис. 6.3. Современная тектоника Кавказского региона определяется, главным образом, внедрением твердого Аравийского блока в реологически слабую южную окраину Евразийской плиты и вызванных этим латеральным выдавливанием твердых Анатолийской плиты на запад и Иранского блока на восток и распределенной деформации в широкой области между Аравией и Большим Кавказом. Относительная скорость Аравии и Евразии составляет 25 мм/год, согласно плитотектоническим реконструкциям модели NUVEL-1A [De Mets et al., 1990]. Это в целом согласуется с данными геодезических измерений за последние 5 лет, дающих относительную скорость около 20 мм/год [Smith et al., 1994, Reilinger et al., 1997a, McClusky et al., 2000]. Эти же измерения показывают сокращение около 10 ± 2 мм/год в области Большого и Малого Кавказа [Reilinger et al., 1997b, McClusky et al., 2000], из которых около 6 мм/год происходит за счет деформации Большого Кавказа [McClusky et al., 2000].

В прошлом, так же как и сегодня, тектоника Кавказа и Предкавказья в основном определялась событиями, происходящими на южной границе Евразийской плиты, главным из которых является многоэтапное закрытие океана Тетис.

Фундамент Скифской платформы сформировался в результате каменноугольно-пермской орогении. В это время исследуемая территория являлась активной окраиной Андийского типа океана Палео-Тетис. Глобальное событие растяжения на рубеже перми и триаса проявилось и в исследуемой области: оно привело к образованию в задуговой обстановке глубоководного бассейна в Сванетии. Обстановка растяжения, сопровождаемая раскрытием Сванетского трога, удерживалась вплоть до позднего триаса. В позднетриасовое время столкновение Гондванских террейнов с Евразией привело к закрытию данного бассейна и орогении на территории Скифской платформы. В раннеюрское время (предположительно в синемюре) на месте Большого Кавказа образовалась вулканическая дуга, что соответствует возобновлению субдукции – Нео-Тетической.

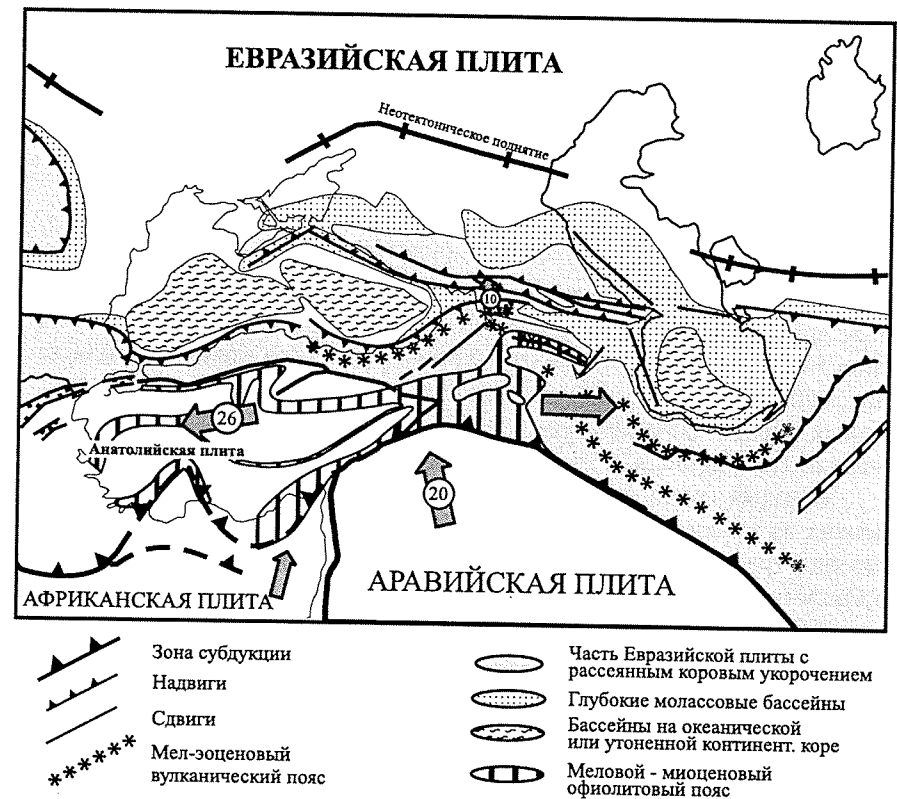


Рис. 6.3. Тектоническая схема, иллюстрирующая положение Кавказа в контексте Афро-Евразийской коллизии

Позднее в обстановке растяжения реологически ослабленная литосфера вулканической дуги раскололась, и на этом месте образовался глубоководный бассейн Большого Кавказа. Тетическая субдукция продолжалась вплоть до позднего эоцена. Изменение скорости субдукции и аккреция малых террейнов приводили к изменениям преобладающих напряжений в области Кавказа и Предкавказья. Так, обстановка растяжения преобладала в синемюре–аалене, келловее–титоне, альбе–сеномане–туроне, среднем эоцене. Альбско-сеноманское растяжение привело к открытию глубоководного бассейна Черного моря. Обстановка сжатия преобладала в байосе–бате (сопровождалась частичным закрытием трога Большого Кавказа и орогенией Андского типа), берриасе, кампане–маастрихте, позднем палеоцене. Последний эпизод из вышеперечисленных был связан с причленением Тавридо-Анатолийских террейнов, за чем последовало образование новой зоны субдукции.

В конце эоцена–начале олигоцена началось, продолжающееся по сей день, столкновение типа континент–континент между Аравией и Евразией, что привело к закрытию трога большого Кавказа и возникновению современной тектонической обстановки, описанной выше.

Кинематика позднекайнозойской коллизии Большого Кавказа

Оценка величины горизонтального сжатия является одной из наиболее дискуссионных проблем кавказской геологии. Минимальное значение 50–90 км было установлено Хаиным [1982] из полевых наблюдений смещений вдоль плоскостей надвигов. Максимальные из предложенных оценок даны Баженовым и Буртманом [1990] на основании палеомагнитных данных, и составляют 900 км.

Верхняя граница величины горизонтального сжатия может быть оценена из кинематической реконструкции движения плит. На рис. 6.4 показана траектория Аравии в системе отсчета, связанной с Евразией, по Савостину и др. [Savostin et al., 1986].

Сближение плит предполагает наличие механизма поглощения или перераспределения вещества литосферы, расположенной на стыке плит. Начало столкновения Аравии и Евразии приурочено к позднему эоцену. До этого поглощение пространства при сближении плит происходило за счет субдукции, после – за счет деформации Евразийской плиты. Полное сближение Аравии и Евразии с начала коллизии (с позднего эоцена) составляет около 400 км. Часть этой деформации (в настоящее время – около половины, согласно геодезическим данным, рис. 6.3) соответствует латеральному выжиманию Анатолии и Ирана, другая часть – деформации Кавказа (причем на Большой Кавказ приходится менее трети полной величины: 6 из 20 мм/год) [Reilinger et al., 1997a, McClusky et al., 2000]. Таким образом, по всей видимости, величина полного горизонтального сжатия Большого Кавказа за указанный период не превышает 200±100 км, что согласно с мнением большинства исследователей [Хаин, 1982; Zonenshain & Le Pichon, 1986; Щерба, 1993; Никишин и др., 1998; и др.].

Другие оценки могут быть получены на основании реконструкций коровых профилей, выполненных с использованием техники сбалансированных разрезов. Так как разрешение первичных сейсмических данных невелико и на коровых профилях невозможно проследить детали строения разреза с требуемой детальностью, то наиболее подходящим является метод, основанный на сохранении площади. На месте орогена Большого Кавказа до начала коллизии существовал бассейн, подобный Черноморскому или Южнокаспийскому [Zonenshain & Le Pichon, 1986;

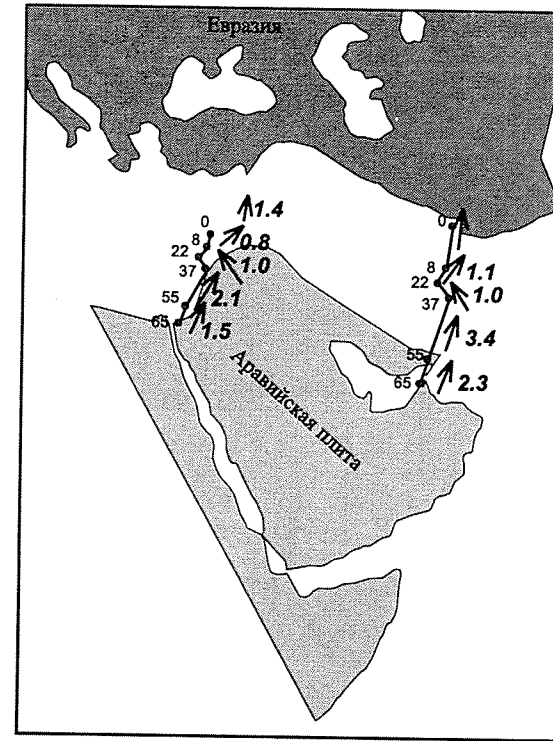


Рис. 6.4. Сближение Аравии и Евразии за последние 100 млн лет [Savostin et al., 1985]

Nikishin et al., 1998b]. Заменяя на реконструированном разрезе ороген Большого Кавказа бассейном с формой, приблизительно соответствующей форме этих бассейнов, и выбирая размеры бассейна так, чтобы полная площадь разреза (количество вещества) сохранялась, возможно подсчитать изменение полной длины профиля (рис. 6.5). Отсюда легко получить величину укорочения за время коллизии. Оценка укорочения зависит от исходной мощности коры трога Большого Кавказа. Мощность коры в Черном море и Южном Каспии варьируется от 5 до 20 км [Volvovsky et al., 1989] со средним значением около 10 км в Западном Черном море и Южном Каспии и около 15 км в Восточном Черном море. Результаты расчетов для трех профилей (те же, что на рис. 6.3) и трех вариантов первоначальной мощности коры трога Большого Кавказа (10, 15 и 20 км) приведены на рис. 6.5. Принимая величину горизонтального сжатия 200 км на основании вышеприведенных оценок, заключаем, что средняя мощность коры трога Большого Кавказа составляла около 15–20 км и,

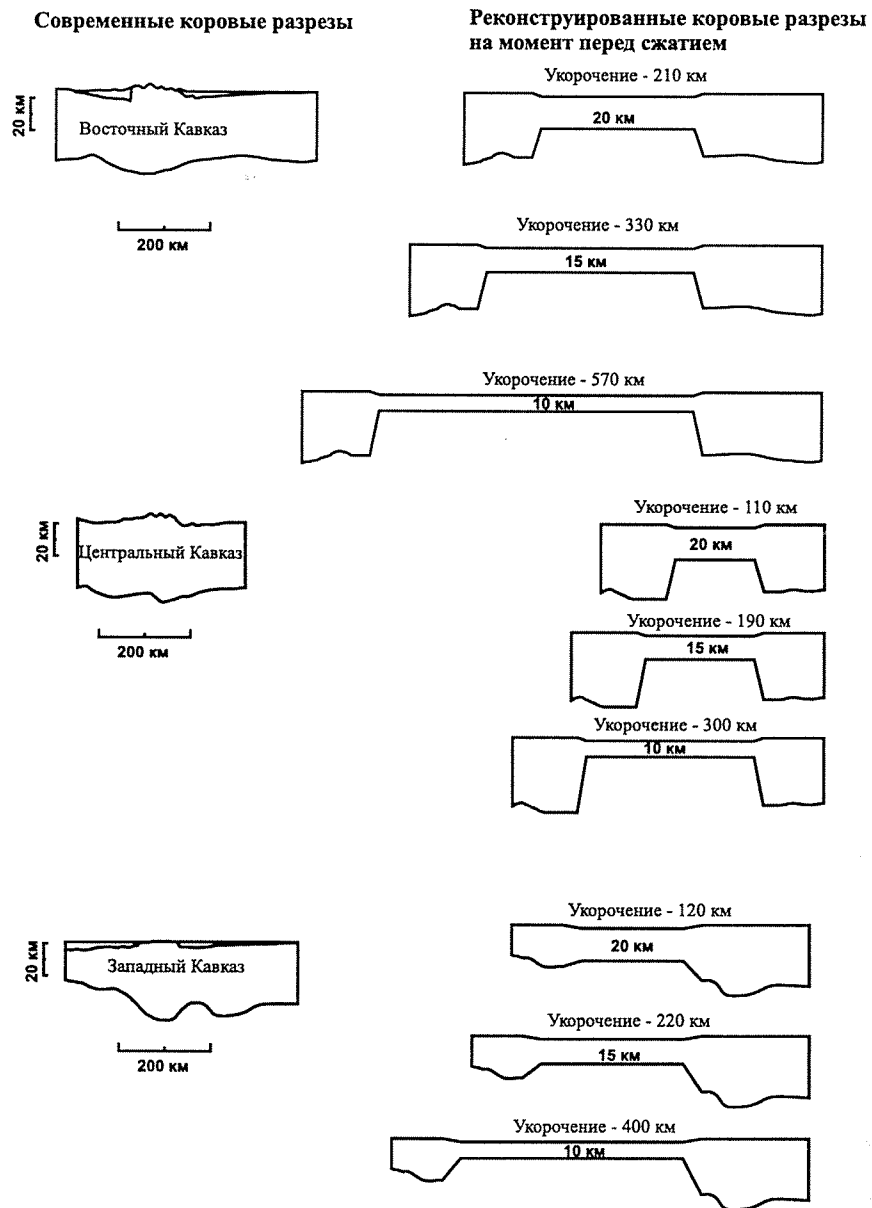


Рис. 6.5. Оценки послезоценового сокращения трога Большого Кавказа. Выполнены с использованием метода сохранения площадей для трех коровых разрезов, представленных на рис. 6.2

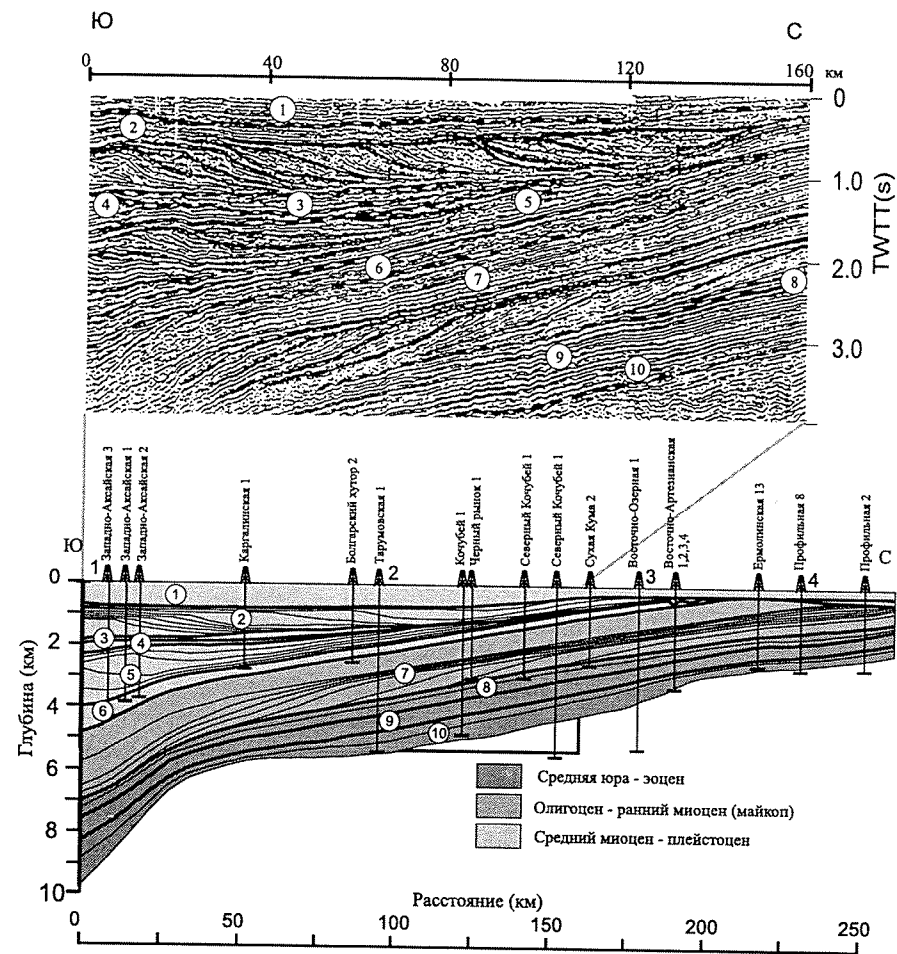


Рис. 6.6. Фрагмент V регионального сейсмопрофиля с интерпретированным на его основе разрезом. Разрез использован для восстановления истории погружения Восточного Предкавказья

следовательно, это была не океаническая, но утоненная континентальная кора, подобная коре Восточного Черного моря.

История погружения Предкавказья

История погружения Предкавказья была восстановлена по 3 геологическим разрезам в Западном, Восточном и Центральном Предкавказье, построенным на основании сейсмических профилей и скважинных данных. Расположение профилей указано на рис. 6.1. Фрагменты сейсмических профилей с элементами интерпретации, хроностратиграфия для Восточнопредкавказского профиля, рассчитанные двухмерные реконструкции и избранные кривые погружения показаны на рис. 6.7-6.13. Методика реконструкции истории погружения описана в работе [Ершов, 1999]. Параметры законов уплотнения пород, рассчитанные на основании замеров пористости в образцах керна скважин Западного Предкавказья, представлены в табл. 6.1. Полученные результаты будут обсуждаться далее.

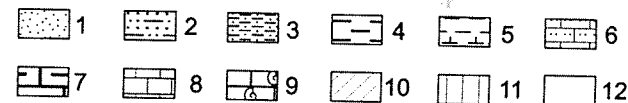
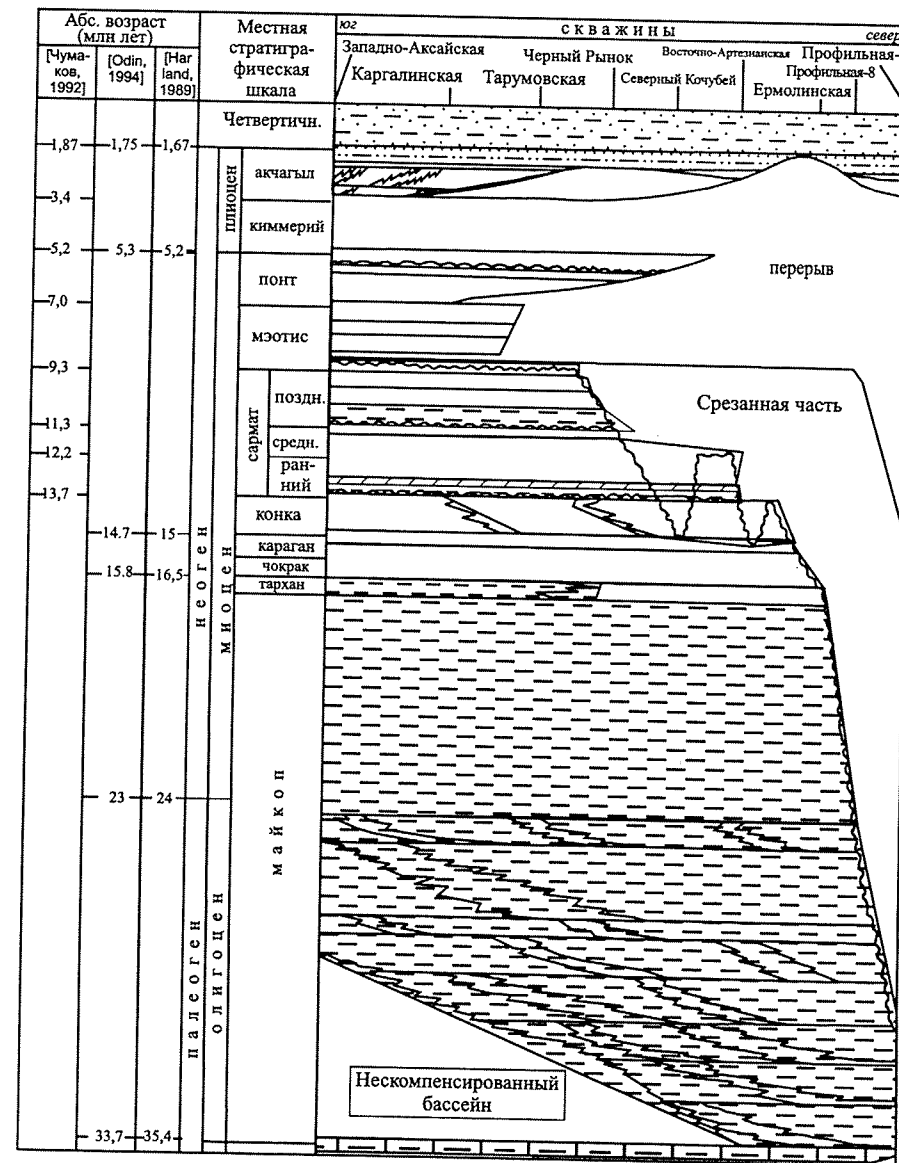
Таблица 6.1

Параметры законов уплотнения основных литотипов Предкавказья

Литотип	Поверхностная пористость (%)	Масштабный фактор (км)
глины	32	3.9
песчаники	24	6.4
мергели	22	3.6
известняки	21	2.6
алевролиты	27	4.7

Рис. 6.7. Позднепалеозойский восточнопредкавказский хроностратиграфический разрез (хроностратиграфия по [Болотов, 1996])

1 – песчаники; 2 – глинистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – глинистые аргиллиты и известняки; 6 – песчанистые известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – известняки; 9 – органогенные детритовые известняки; 10 – подводные перерывы вследствие условий некомпенсированного осадконакопления; 11 – размывы отложения; 12 – перерывы в осадконакоплении



Триасовое погружение и размыт

Герцинский фундамент Скифской платформы был сформирован в результате пермо-карбоновой орогении. Затем область испытала значительное погружение в ранне-среднетриасовое время. Детальные данные по этой эпохе отсутствуют из-за последующей эрозии триасовых осадков в поздне-триасовое–раннеюрское время. Сохранившиеся останцы смяты в складки и залегают в грабенообразных структурах. При этом литологический состав ранне-среднетриасовых осадков позволяет предположить их широкое площадное распространение [Назаревич, 1983].

Конфигурация триасового бассейна в плане недостаточно хорошо установлена. Из двух распространенных точек зрения одна утверждает, что единый бассейн существовал на всей территории Предкавказья, вторая постулирует существование двух бассейнов – восточного и западного, разделенных центральнопредкавказским поднятием. Локально сохранившиеся мощности ранне-среднетриасовых отложений достигают 3000 м в Западном Предкавказье и около 1500 м в Центральном и Восточном. Химический состав раннетриасовых вулканических пород свидетельствует о рифтогенной природе вулканизма [Назаревич, Тихомиров, 1999, Тихомиров, Назаревич, 2000]. Поздне-триасовые осадочно-вулканические комплексы восточного и центрального Предкавказья с несогласием перекрывают нижележащие породы и представлены главным образом нориерэтом [Летавин, 1988]. Предполагается, что компрессионная деформация, сопровождаемая эрозией, имела место в позднем карнии–раннем нории. Поздне-триасовые осадки содержат большую долю вулканогенных пород, дающих основание предполагать значительное вулканическое событие. Ассоциации вулканических пород типичны для вулканических окраин Андийского типа [Назаревич, Тихомиров, 1999; Тихомиров, Назаревич, 2000]. Осадочные отложения присутствуют только в центральной части Восточного Предкавказья; северная и южная области в рассматриваемое время были приподняты, подверглись складчатости и размыту. В центральном и западном Предкавказье отсутствуют осадки моложе нория, что свидетельствует об их подъеме. Поздне-триасово-раннеюрская эрозия привела к размыту значительной части более ранних отложений.

Юрско-эоценовое погружение

В юрско-эоценовом погружении Предкавказья можно выделить две компоненты: *региональную платформенную* и *«локальную» граничную* составляющие. Первая присуща почти всей рассматриваемой тер-

ритории и не связана напрямую с событиями на границах платформы. Вторая приурочена к граничным областям (главным образом на юге) и контролируется тектоническими событиями в прилегающих регионах. Географическое распределение этих двух основных компонент погружения определило два главных типа зональности бассейна: широтную зональность *граничного* погружения и меридиональную зональность *регионального*.

Три основных региона, различающихся стилем *регионального* погружения, могут быть выделены: Западное, Центральное и Восточное Предкавказье. *Региональное* погружение Восточного Предкавказья началось в позднем аалене; уже в бате вся территория Восточного Предкавказья была перекрыта платформенным чехлом (рис. 6.8). Региональное погружение постепенно распространялось с востока на запад. Значительная территория Западного Предкавказья также, возможно, перекрывалась чехлом к концу юрского времени, который однако был в значительной степени размыт в раннемеловое время (рис. 6.12).

Центральное Предкавказье воздымалось над уровнем моря в течение всего юрского и раннемелового времени (рис. 6.10), что подтверждается фаціальным переходом мелководноморских отложений в континентальные при движении из западной или восточной областей в центральную. Осадконакопление там началось только в позднеальбское время. Начиная с сеномана, вся территория Предкавказья была перекрыта платформенным чехлом.

Режим погружения в это время был спокойный, характеризуемый уменьшением скорости погружения со временем (рис. 6.9, 6.11, 6.13). Бассейн заполнялся мелководноморскими известняками и мергелями. В позднем мелу–эоцене скорость погружения была относительно выше в Центральном и Западном Предкавказье (см. рис. 6.9, 6.11, 6.13).

Граничная компонента погружения в основном определялась влиянием тектоники Большого Кавказа. Начиная с ранней юры (синемюра) до эоцена исследуемый регион представлял собой шельфовую окраину трога Большого Кавказа – глубоководного задугового бассейна, расположенного на месте современного орогена. Трог Большого Кавказа образовался в раннеюрское время [Зоненшайн и др., 1990, Никишин и др., 1998] в обстановке задугового растяжения к северу от зоны Тетической субдукции, располагавшейся в то время в Закавказье. Северный борт трога испытывал фазы складчатости и воздымания в средней юре (байос–бат) [Панов, Стафеев, 2000] и в раннем мелу (ранний берриас) [Милеев и др., 2000]. Каждое из этих малых орогенических событий сменялось возобновлявшимся растяжением.

Обстановки растяжения и сжатия в троге Большого Кавказа влияли на наиболее южные части Предкавказья. Близость к трогу определила

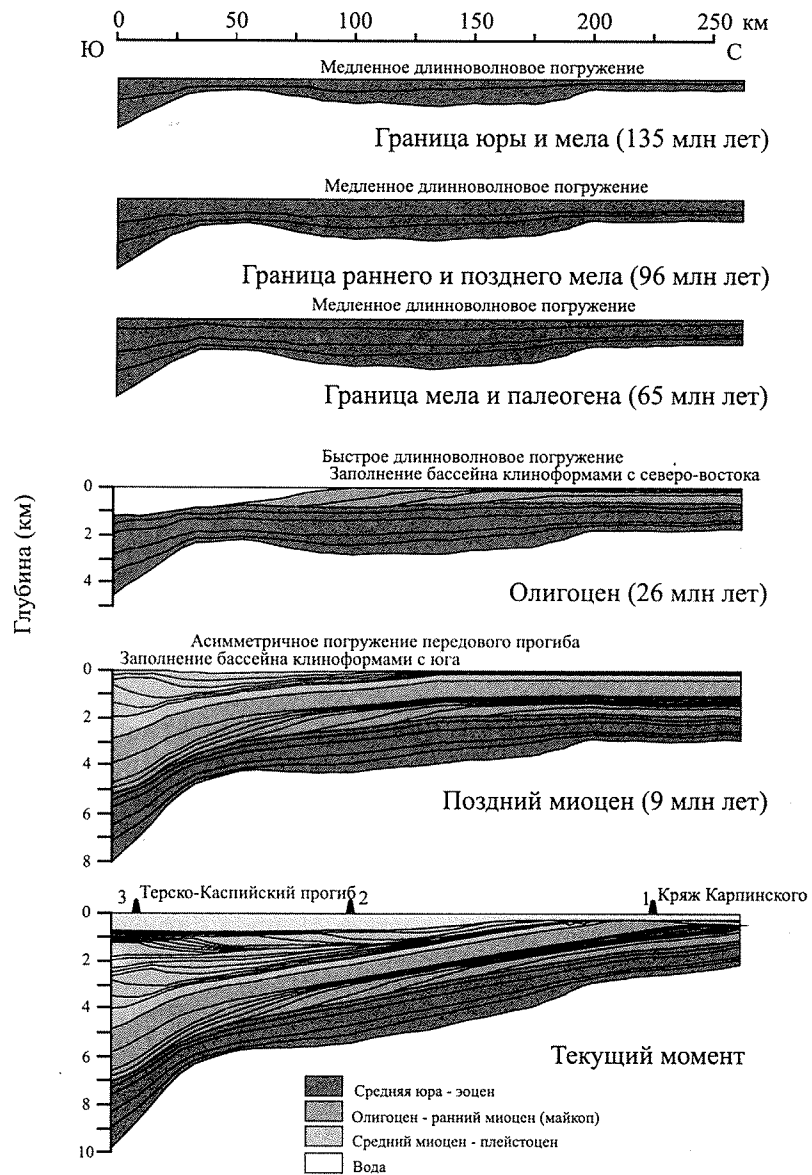


Рис. 6.8. История погружения Восточного Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля А (см. рис. 6.1)
Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени.

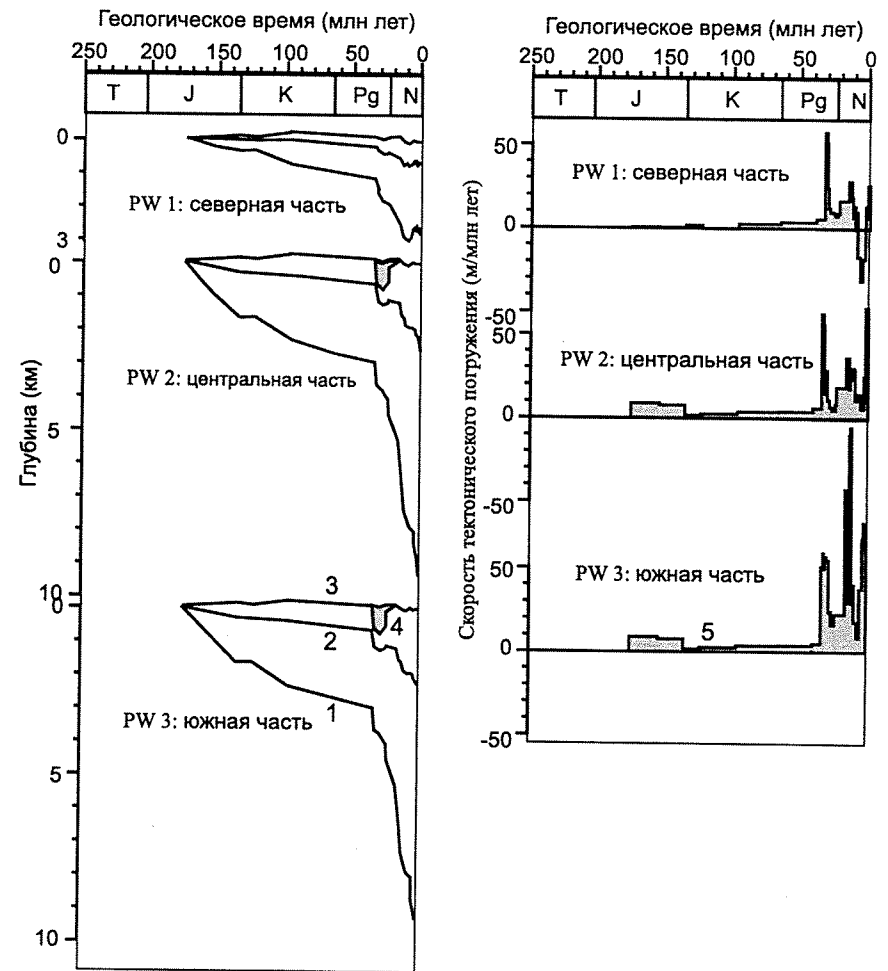


Рис. 6.9. Одномерная история погружения для трех (псевдо)скважин, расположенных вдоль сейсмопрофиля А (см. рис. 6.1)
Геологический разрез вдоль этого сейсмопрофиля представлен на рис. 6.6.
Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.8

широтную зональность бассейна: наиболее южные части бассейна испытывали синрифтовое, пострифтовое и форландовое погружение, в то время как более северные районы не испытывали этого влияния. Западное Предкавказье также испытывало влияние тектоники Черного моря.

Раннеюрское открытие трога Большого Кавказа сопровождалось синрифтовым погружением в наиболее южных областях Предкавказья [Летавин, 1988]. Сеть мелких и узких грабеноподобных структур сформировалась

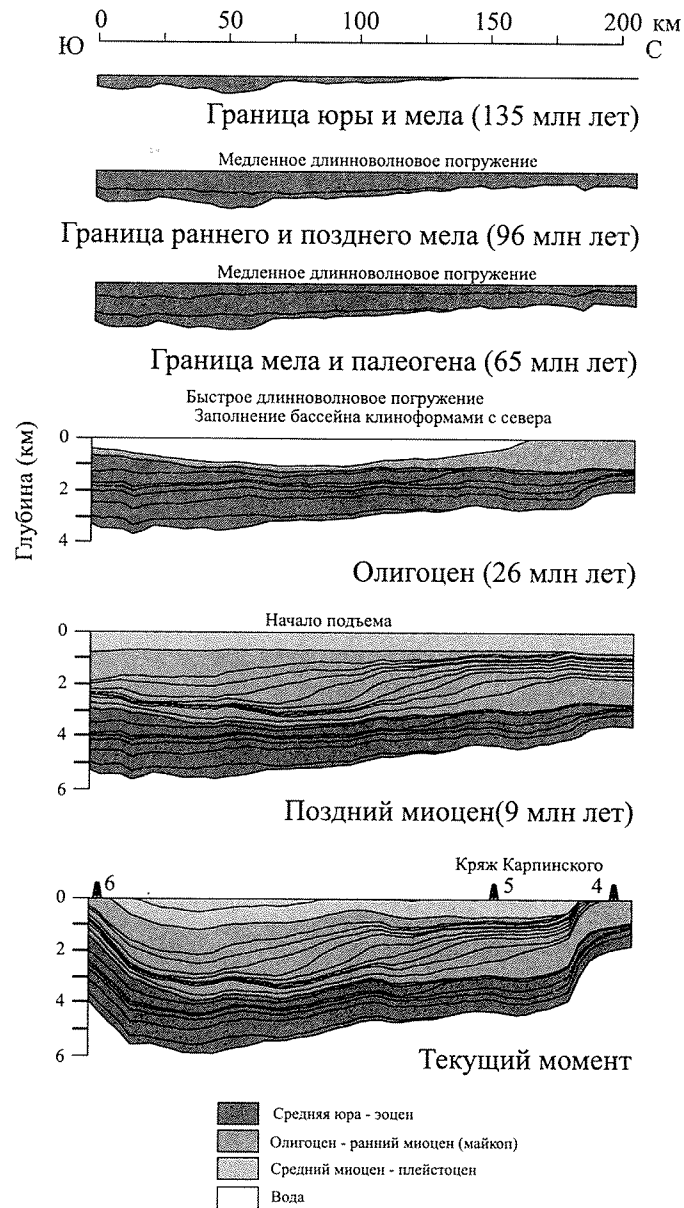


Рис. 6.10. История погружения Центрального Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля В (см. рис. 6.1)
Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени

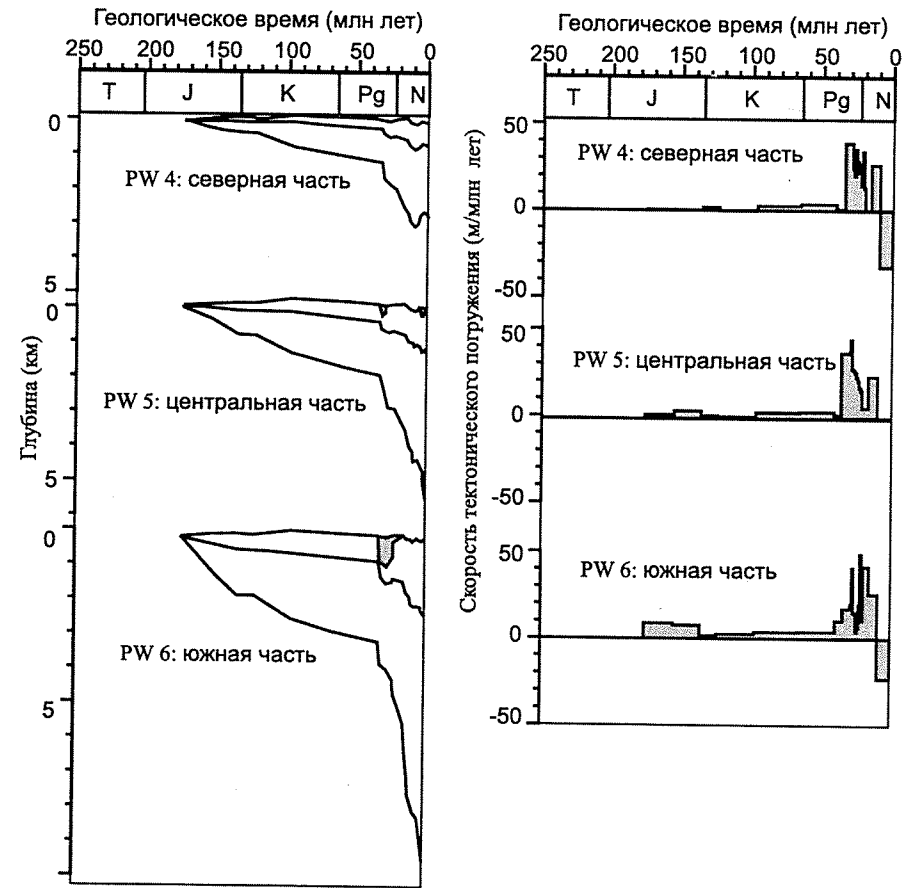


Рис. 6.11. Одномерная история погружения для трех (псевдо)скважин, расположенных вдоль сейсмопрофиля В (см. рис. 6.1)
Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.10

в Восточном Предкавказье в синемюре–раннем аалене [Панов, Стафеев, 2000]. В байосско-батское время в южных областях Предкавказья располагался асимметричный предгорный прогиб [Панов, Стафеев, 2000]. Этот этап сменился коротким этапом подъема и эрозии в позднебатское время. *Граничное* погружение Предкавказья возобновилось в келловее вслед за возобновившимся растяжением трога Большого Кавказа. В дальнейшем, образование пояса барьерных рифов вдоль южной окраины

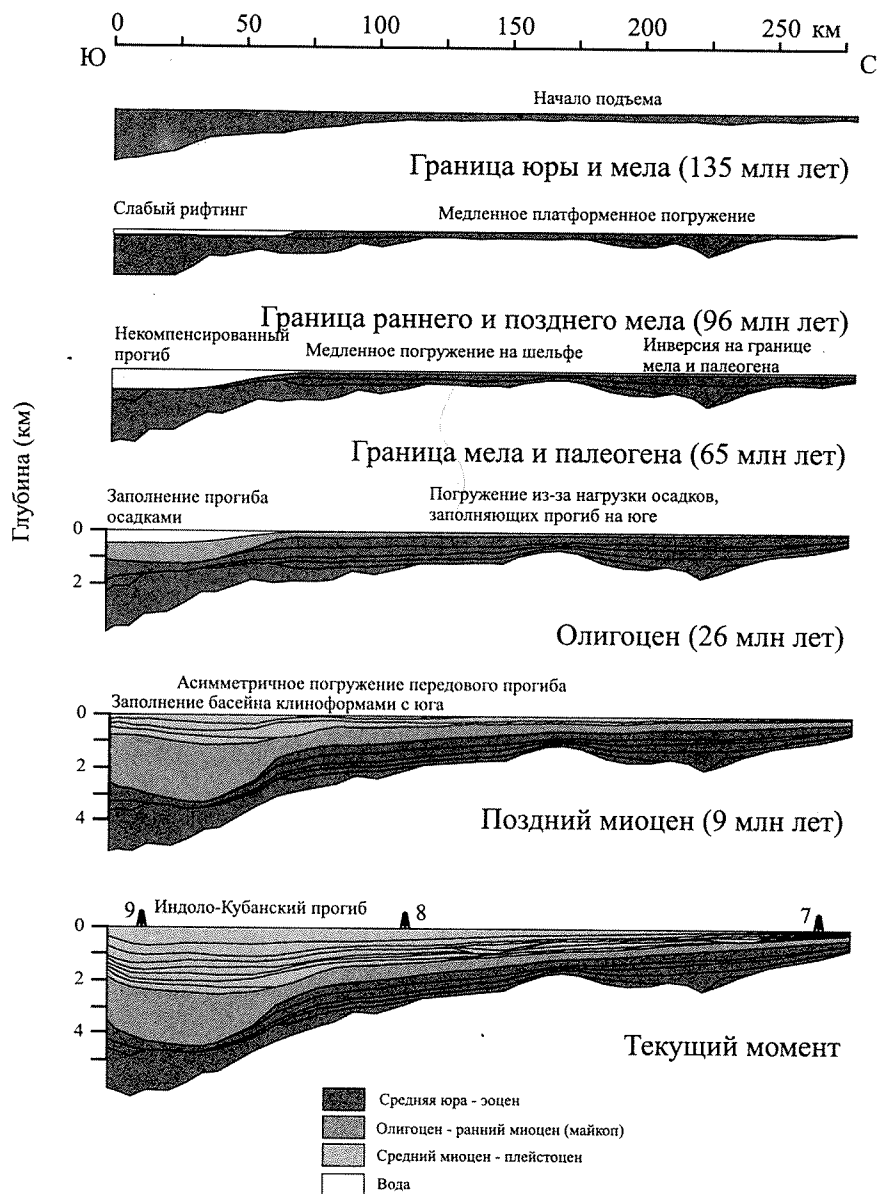


Рис. 6.12. История погружения Западного Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля С (см. рис. 6.1)
Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени

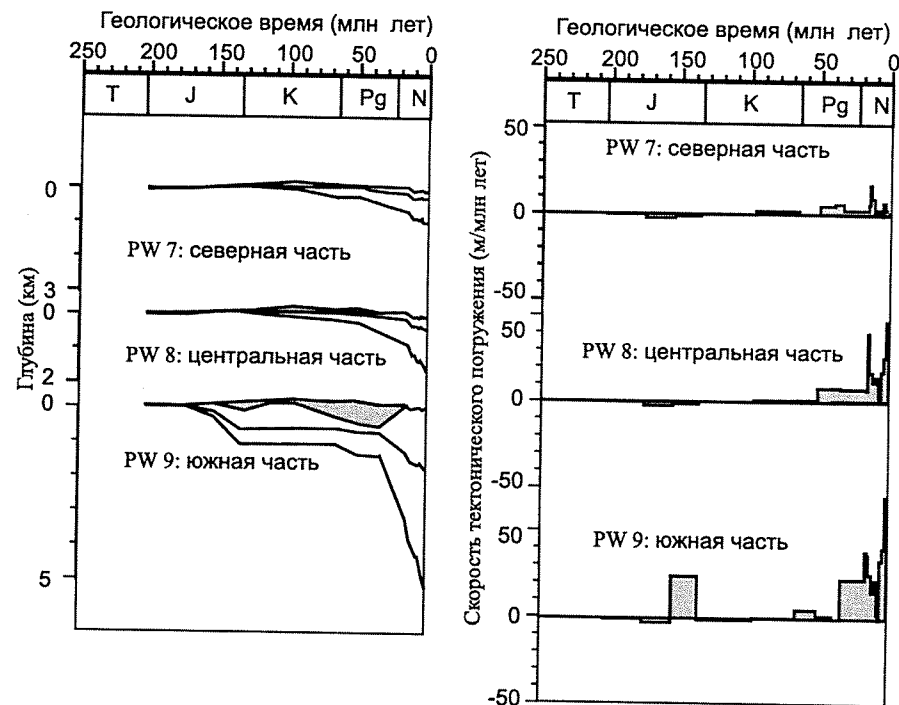


Рис. 6.13. Одномерная история погружения для трех (псевдо)скважин, расположенных вдоль сейсмопрофиля С (см. Рис. 6.1)
Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.12

Предкавказья привело к изоляции бассейна и отложению там мощных толщ позднеюрских эвапоритов.

Следующий этап подъема и эрозии имел место в раннем мелу (ранний берриас), причем на западе Кавказа и Предкавказья он проявился намного сильнее, чем на востоке (см. рис. 6.8, 6.12). На западе Предкавказья в это время произошел значительный размыв (см. рис. 6.12). Позднемеловое и позденпалеоценовое сжатие в западных областях проявилось во много меньшей степени и также только в Западном Предкавказье (см. рис. 6.12).

Эпизод растяжения имел место в Центральном и Западном Предкавказье в альбское время. Это событие было одновременно открытию Черного моря, как предполагается в работе [Nikishin et al., 2001]. Предположительно в это же время в наиболее южных частях Западного Предкавказья начал формироваться глубоководный некомпенсированный прогиб (см. рис. 6.12).

Олигоцен-раннемиоценовое (Майкопское) погружение

Граница эоцена и олигоцена отмечена быстрым погружением обширной области, включающей Центральное и Восточное Предкавказье, Средний Каспий, Туркмению. Это время принято считать началом новейшего коллизийного этапа [Короновский, 1987]. Как литология отложений, так и стиль погружения указывают на существование двух основных подэтапов: олигоцен-раннемиоценового (майкопский) и среднемиоцен-четвертичного.

На первом подэтапе широкомасштабный глубоководный бассейн был сформирован в центральной и восточной областях Предкавказья. Начало этапа фиксируется сменой мелководноморских позднемиоценовых известняков глубоководными майкопскими глинами. Бассейн был заполнен клиноформными отложениями (см. рис. 6.7, 6.8), распространяющимися с северо-востока на юго-запад [Кунин и др., 1990; Косова, 1994]. Палеоглубины бассейна, оцененные нами по мощности клиноформ с использованием описанной в предыдущей главе методики, составляли около 500–800 метров в центральных частях бассейна и до 1200 метров на юге. Погружение было достаточно однородным (в пределах исследуемого бассейна), с небольшим уклоном на юг. После того как бассейн был заполнен клиноформами, осадконакопление продолжалось в мелководных условиях. Общая мощность майкопских отложений составляла около 1700 метров на севере, увеличиваясь к юго-востоку. Майкопские отложения в северной части бассейна позднее были эродированы (см. рис. 6.8) и современная их мощность значительно меньше первоначальной.

Западное Предкавказье, по-видимому, не испытало значительного тектонического погружения в позднем эоцене–олигоцене. Глубоководная депрессия в южной части бассейна заполнялась осадками. Сейсмическая запись (см. рис. 6.12) демонстрирует параллельную слоистость с налеганием в области глубоководного склона. Точно такой же стиль характерен для поднятия Шатского в Черном море [Туголесов, 1985]. По всей видимости, западного крыла хребта Большого Кавказа в то время не существовало и глубоководная часть Индоло-Кубанского прогиба составляла единый бассейн с северной частью Черного моря. Так как бассейн был нескомпенсированным, то невозможно разделить предмайкопское и майкопское погружения.

Шельфовый бассейн был скомпенсированным, и на шельфе мощность майкопских отложений невелика (см. рис. 6.12): она составляет всего около нескольких десятков метров на севере и увеличивается до нескольких сотен метров на юге. Практически все это погружение обусловлено упругим прогибанием литосферы под весом осадков, запол-

нявших в это время глубоководную депрессию. Модельный расчет подтверждает это предположение. Собственно тектоническая составляющая погружения в шельфовой части бассейна была мала. Следует отметить при этом, что в Центральном и Восточном Предкавказье шельфовая часть испытала значительное погружение. Отсутствие значительного тектонического погружения на шельфе, видимо, предполагает его отсутствие и в глубоководной части.

Среднемиоцен-четвертичное погружение

Начало следующего этапа эволюции бассейна фиксируется по смене литологии отложений и ускорению погружения в южных частях бассейна в среднем миоцене (16 Ма). Это событие отмечает начало главного этапа коллизии Большого Кавказа.

Этап начался с короткого Чокрак-Караганского (15,8–14,7 млн. лет) эпизода быстрого погружения, наиболее заметного в южных областях. Основные изменения в литологическом составе осадков произошли в средне-позднесарматское время (12,2–9,3 млн. лет). В позднем миоцене (около 11 млн. лет) западный и восточный сегменты орогена поднялись над уровнем моря [Короновский и др., 1987; Несмеянов, 1992; Щерба, 1993]. Центральный Кавказ был приподнят над уровнем моря, начиная с позднего эоцена [Несмеянов, 1992; Lozar, Polino, 1997]. Конфигурация бассейна значительно изменилась в это время. Область центрального Предкавказья начала подниматься и разделила западный и восточный бассейны. Восточный и западный бассейны продолжали проседать. Погружение в обоих бассейнах было асимметричным, с уклоном в сторону орогена. Такое погружение типично для бассейнов передовых прогибов. Бассейны заполнялись карбонатами и кластическими породами, сносимыми с поднимающегося орогена Большого Кавказа. Сарматские слои содержат клиноформы, распространявшиеся с юга на север (см. рис. 6.8, 6.12).

В противоположность предыдущему этапу погружение в Восточном и Западном Предкавказье в целом было похожим. Однако стиль погружения в Восточном Предкавказье был более сложным по сравнению с Западным. Осадконакопление в западном бассейне было морским и непрерывным. В восточном бассейне в разрезе присутствуют многочисленные перерывы. Значительную часть времени восточный бассейн находился в континентальных условиях. Перерывы осадконакопления и размывы непосредственно связаны с падениями уровня Палеокаспийского и Палеочерного морей [Невеская и др., 1984]. Однако разница в стиле осадконакопления восточной и западной областей свидетельствует, кроме того, еще и о некотором региональном подъеме восточной об-

ласти. Наиболее значительное падение уровня моря случилось в конце миоцена в понтическое время (6–5,2 млн. лет). Оно, по всей видимости, было современно с мессинским событием в Средиземноморье и, согласно предположению Чумакова [1993], объясняется закрытием внутренних морей, высыханием и частичным сбросом вод в Средиземное море. В это время произошло окончательное разделение Палеочерного и Палеокаспийского морей [Невеская, 1984]; уровень Палеокаспийского моря значительно упал. В результате этого, осадконакопление в Восточном Предкавказье почти прекратилось, раннеплиоценовые осадки практически отсутствуют (см. рис. 6.8, 6.9). На севере Западного Предкавказья в это время сформировались глубокие речные врезы (см. рис. 6.12).

Быстрый подъем уровня моря в позднем плиоцене (3,4–1,8 млн. лет) привел к возникновению значительного аккомодационного пространства, которое и было вскоре заполнено клиноформами. Источниками сноса обломочного материала служили, в первую очередь, ороген Большого Кавказа и, в меньшей степени, периферийное поднятие на севере в районе кряжа Карпинского (см. рис. 6.7, 6.8). Время образования этого поднятия трудно установить точно, но, вероятно, оно начало формироваться уже в позднем сармате (около 10 млн. лет) [Ershov et al., 1998]. Во всяком случае, оно существовало к началу акачагыла (3,4 млн. лет), когда возобновилось осадконакопление. Величина преакачагыльской эрозии составляет более одного километра. Расстояние между осью поднятия Большого Кавказа и периферийным поднятием составляло около 450 км. В западном бассейне периферийное поднятие проявилось только как область с уменьшенной мощностью отложений. В четвертичное время северная часть восточного бассейна, включая периферийное поднятие, погрузилась, и была перекрыта осадками. В то же время, самые южные области, прилегающие к Большому Кавказу, испытали некоторое воздымание [Масляев, 1978].

Геодинамическое моделирование

Погружение Предкавказья на основных этапах его развития отличалось по форме, характерному пространственному размеру и временной динамике. Так, юрско-эоценовое погружение характеризуется малыми скоростями проседания, замедляется со временем. В отличие от этого, олигоцен-четвертичное погружение было достаточно интенсивным. Олигоцен-раннемиоценовое (майкопское) погружение сравнительно однородно на исследуемой территории, в то время как среднемиоцен-четвертичного погружение резко асимметрично с углублением к орогену и периферийным поднятием вовне. Характерная длина майкопского бассейна много больше характерного размера среднемиоцен-четвертичного прогиба.

Разница в стиле погружения была вызвана разницей в процессах, определяющих развитие бассейна. В связи с этим, геодинамические модели для каждого из этапов строились отдельно.

Модель погружения на триас-эоценовом этапе: постороженное термальное погружение

Так как триасовые отложения практически не сохранились, то мы и не имеем достоверной «летописи», позволяющей контролировать результаты моделирования. В связи с этим, доюрское погружение моделировалось лишь «в общих чертах» и результаты для триасового времени следует воспринимать лишь как «схему».

Известно, что триасовое погружение непосредственно связано с рифтогенезом. Региональное погружение юрско-эоценового этапа экспоненциально замедляется со временем, что характерно для термального погружения, происходящего за счет остывания и уплотнения пород литосферы после термального события. Геометрическая форма юрско-эоценового *регионального* погружения была сравнительно гладкой, погружение не происходило по разломам, и было длинноволновым (характерные размеры погружающейся области были велики, и вся она погружалась более или менее равномерно). Все эти факты также позволяют предположить термальную природу погружения.

Модель

Основные положения термального моделирования бассейнов подробно изложены Ю.И. Галушкиным [Галушкин, 1998; Галушкин и др., 2000]. Наша модель в основном следует тем же принципам, но со значительными упрощениями ввиду особенностей решаемой задачи. Очень кратко основы нашей модели изложены ниже.

Обратная задача теплопроводности решалась путем многократно го решения прямой задачи с изменяющимися параметрами, чтобы получить наилучшее соответствие с реперными наблюдениями. Модель основана на численном решении одномерного уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial(\rho C_p T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A$$

с помощью неявного конечно-разностного метода с подстраиваемым временным и пространственным шагами. Здесь T – температура, k – коэффициент теплопроводности, A – объемная теплогенерация, ρC_p – удельная теплоемкость. Используемые теплофизические параметры

пород приведены в табл. 6.2. Численная схема была проверена на известных аналитических решениях.

Таблица 6.2

**Параметры законов уплотнения
основных литотипов Предкавказья**

Параметр	Обозначение	Верхняя кора	Нижняя кора	Мантия	Ед. измерения
глубина	z	0–20	20–40	40–200	км
плотность	ρ	2.8	2.9	3.3	$\text{г}\cdot\text{м}^{-3}$
теплопроводность	k	2.7	3.0	3.5	$\text{Вт}\cdot\text{м}^{-1}\text{К}^{-1}$
удельная теплоемкость	$\rho \cdot C_p$	2.8	3.0	3.5	$10^6 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-3}\cdot\text{К}$
теплогенерация	A_0	2.0	2.0	0	$10^6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-3}$
$A=A_0 \exp(-z/h_r)$	h_r	10	10	—	км
коэффициент объемного расширения	α	2	2	2	10^{-5} К^{-1}

Область счета включает кору и литосферу вплоть до глубины 200 км. Начальные мощности коры получены из наблюдаемых сейчас с учетом растяжения имевшего место в течение моделируемого промежутка времени. Для простоты, начальное распределение температур было положено стационарным. В качестве верхнего граничного условия было выбрано условие постоянства температуры на поверхности; температура была положена равной 20°C. На нижней границе области счета задавался изменяющийся во времени тепловой поток.

Рифтинг моделировался с помощью следующего алгоритма: на каждом временном шаге в течение периода растяжения вертикальный размер каждой ячейки уменьшался на значение, определяемое коэффициентом утонения. При этом температура в узлах сетки не изменялась. Временные рамки периодов растяжения определялись из геологических данных.

Интрузивный прогрев литосферы моделировался путем добавления к каждой ячейке количества тепла, определяемого количеством интродуцированного материала, его температурой внедрения и теплоемкостью. Исползованные параметры представлены в табл. 6.2. Распределение интрузий по вертикали считалось равномерным.

Термальное уплотнение на каждом временном шаге для каждой ячейки рассчитывалось по следующей формуле:

$$\delta(\Delta z) = \alpha \cdot \Delta T,$$

где ΔT – изменение температуры и $\delta(\Delta z)$ – уменьшение размера ячейки в результате термального расширения/сжатия. Полное термальное погружение равно суммарному изменению размеров всех ячеек. Погружение бассейна на этапе растяжения определяется суммарным эффектом погружения за счет растяжения с учетом изостатической компенсации и термального погружения. Погружение на пострифтовом этапе – целиком термальное. Для простоты мы не учитывали осадконакопление, так как нас в первую очередь интересовало только тектоническое погружение.

Результаты

Термальное погружение есть результат термального сжатия пород литосферы при их остывании после термального события. Причиной термального события (то есть нагрева литосферы) могут служить следующие процессы: 1) растяжение литосферы, 2) увеличение количества тепла поступающего из мантии или из соседних областей, 3) внедрение горячего магматического расплава, 4) орогенция (за счет нескольких процессов, таких как тепловыделение при трении; увеличение мощности коры и, следовательно, увеличение радиоактивного тепла и прогрев коры вплоть до частичного ее плавления; отрыв литосферы под орогеном и замещение ее горячей астеносферой и др.).

Основные вопросы, ответ на которые должно было дать моделирование, следующие: 1) проверка возможности термальных механизмов обеспечить наблюдаемое погружение бассейна, 2) выбрать те из термальных механизмов, которые действительно участвовали в этом погружении, 3) определить время основных термальных событий.

Эти вопросы решались путем подбора таких параметров модели, которые давали бы тектоническое погружение наилучшим образом соответствующее наблюдаемому. Геологические данные позволяют нам ограничить временные рамки возможных термальных событий: главный этап рифтогенеза в Предкавказье имел место в раннем–среднем триасе, значительно более слабое растяжение – в мелу (альб–сеноман) в центральной–западных частях, два главных этапа рифтинга трога БК, которые могли бы вызвать некоторое растяжение в Предкавказье, имели место в ранней и средней юре (синемюр–аален и келловей); орогенез в Предкавказье приурочен к позднему триасу; основной магматический эпизод имел место в позднем триасе–ранней юре.

Тектоническое погружение, рассчитанное теоретически в рамках термальной модели, сравнивалось со статистически усредненной кривой погружения, построенной по данным 129 глубоких скважин С.Н. Болотовым [Болотов, 1996, Ershov et al., 1998]. Результаты представлены на рис. 6.14. Параметры термальных моделей представлены в табл. 6.3.

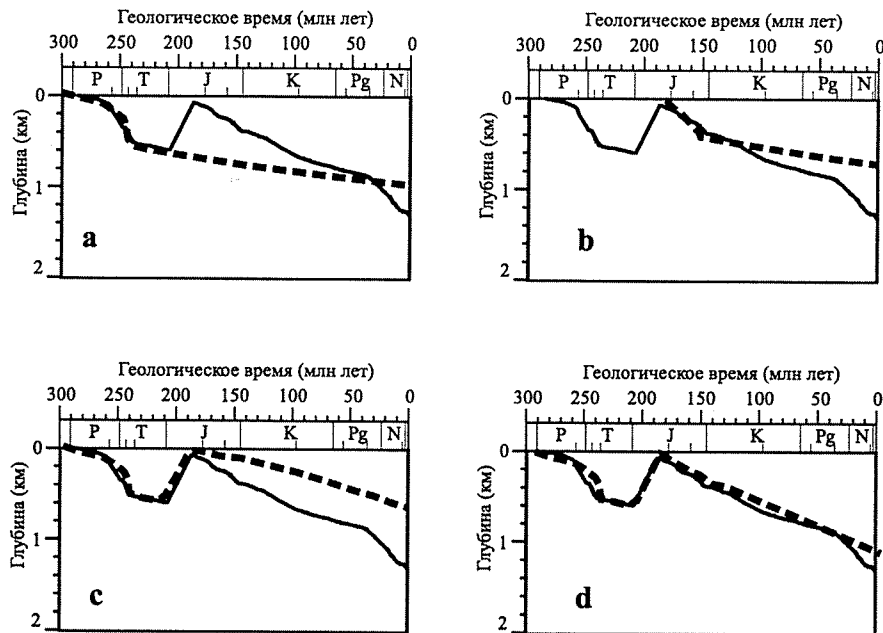


Рис. 6.14. Четыре модельных кривых (термального) погружения Восточного Предкавказья, построенных для различных механизмов, определяющих термальное погружение, в сравнении с усредненной по 128 скважинам кривой погружения

Таблица 6.3

Параметры представленных термальных моделей

Рисун- ок	Растяжение		Магматизм		
	интервал времени (млн лет)	коэффи- циент утонения (β)	интервал времени (млн лет)	количество расплава (%)	добавочный тепловой поток (мВт/м ²)
14а	253–244	1.5	—	—	—
14б	194–187	1.1	—	—	—
14в	253–244	1.5	210–190	19	50
14г	253–244 194–187	1.5 1.1	210–190	19	50

Были рассчитаны несколько моделей. Для каждой из моделей фактор растяжения и величина теплового потока из мантии подбирались из условия наилучшего соответствия расчетной и «наблюдаемой» кривых тектонического погружения.

На рис. 6.14-а и 6.14-б показан чистый эффект раннетриасового и раннеюрского растяжения. Очевидно, что рифтинг сам по себе не может объяснить поздне триасовый региональный подъем. Объяснение этому воздыманию может быть найдено в поздне триасовом вулканическом событии, вызвавшем прогревание литосферы и термальное воздымание. Совместный эффект раннетриасового растяжения и поздне триасового–раннеюрского магматического прогрева показан на рис. 6.14-в. Соответствие кривых в последнем случае намного лучше, чем в предыдущих, однако теоретическая скорость позднеюрско-эоценового погружения, вызванного остыванием, все еще недостаточно велика. На рис. 6.14-г показана модель, дающая наилучшее соответствие теории и наблюдений. Она включает раннетриасовый рифтинг, поздне триасовый–раннеюрский магматический прогрев и слабое среднеюрское растяжение. Величина утонения при юрском растяжении составляет всего лишь 5%.

Окончательно, по результатам моделирования, ответы на поставленные вопросы следующие: во-первых, термальные механизмы способны объяснить наблюдаемое триасово-эоценовое погружение; во-вторых, основными причинами погружения являются триасовый рифтинг, определивший триасовый этап погружения бассейна и поздне триасово-раннеюрский магматический прогрев литосферы, вызвавший поздне триасовый–раннеюрский подъем и эрозию, и последующее длинноволновое погружение бассейна. Слабое среднеюрское растяжение также необходимо, чтобы объяснить наблюдаемую скорость погружения.

*Геодинамика олигоцен-раннемиоценового (Майкопского) этапа:
быстрое длинноволновое погружение
раннеколлизионной стадии*

Как уже отмечалось выше, характерная длина волны майкопского погружения слишком велика, чтобы это погружение можно было объяснить упругим изгибом литосферы под нагрузкой, приложенной в области орогена Большого Кавказа. Это становится очевидным в сравнении с погружением следующего этапа. Причина этого погружения должна лежать в процессах большего масштаба, таких как мантийная конвекция. Подобный стиль погружения характерен и для некоторых других бассейнов, как, например, для поздне меловой западной окраины

Северной Америки [Cross, Pilger, 1978; Mitrovica et al., 1989] и миоценового бассейна Таранаки возле Новой Зеландии [Holt, Stern, 1994]. В двух вышеперечисленных бассейнах длинноволновое погружение может быть соотнесено с динамикой субдукции. Кросс и Пилджер [Cross, Pilger, 1978] соотносили это погружение с тепловой экранировкой литосферы над погружающейся плитой самой этой плитой. Однако они не подтвердили свою качественную модель какими-либо расчетами. Митровика и др. [Mitrovica et al., 1989] связали причину такого погружения с динамическим влиянием течений в мантийном клине над погружающейся плитой. Расчеты в рамках стационарной модели (т.е. в предположении стационарности возникающих течений) показывают, что величина погружения литосферы тем больше, чем ближе слэб находится к поверхности. В данной модели начало субдукции ведет к длинноволновому перекоосу континентальной окраины с уклоном в сторону зоны субдукции, прекращение субдукции приводит к подъему погружавшейся ранее области. Все эти связи с большей или меньшей степенью достоверности могут быть прослежены в случае двух вышеупомянутых бассейнов [Mitrovica et al., 1989; Holt, Stern, 1994]. Однако, в рассматриваемом Предкавказском примере прекращение субдукции в позднем эоцене (произошедшее в результате столкновения Аравии и Евразии) коррелируется во времени с началом длинноволнового погружения. Таким образом, вышеуказанная модель неприменима в данном случае в чистом виде, однако она, тем не менее, может быть полезна в качестве свидетельства того, что мантийные течения, вызванные погружающейся плитой, могут привести к значительному по амплитуде (более 1 км) длинноволновому погружению (с характерным размером около 1000 км).

Другая оценка динамического влияния погружающейся плиты на вышележащую мантию и литосферу была дана в работе [Hsui et al., 1990]. Известно, что наклон субдуцирующей плиты зависит от скорости субдукции. Изменение в скорости субдукции вызывает изменение наклона слэба. Тонущий в мантии слэб частично увлекает за собой и вышележащую мантию и литосферу. При этом более быстрое погружение слэба (обуславливающее больший наклон зоны Беньофа и, следовательно, более близкое взаимное расположение желоба и вулканической дуги) должно приводить к большему погружению литосферы, более медленное погружение слэба (соответствующее меньшему наклону и большему разнесению дуги и желоба) обуславливает и меньшее погружение литосферы. Изменение скорости субдукции и, следовательно, наклона слэба вызывает длинноволновое погружение/поднятие поверхности. Предполагается, что это может служить причиной до 1 км избыточного (не объясняемого термальным механизмом) погружения, наблюдаемого в некоторых задуговых областях [Hsui et al., 1990]. В отличие от выше-

рассмотренной модели Митровики и др., здесь рассматриваются нестационарные течения, возникающие при переходе слэба из одного устойчивого положения в другое устойчивое. Комбинируя обе модели, заключаем, что увеличение скорости субдукции сначала приводит к длинноволновому погружению на поверхности, которое затем, при переходе системы в стационарное состояние, сменяется длинноволновым подъемом территории.

Принимая во внимание вышесказанное, можно предложить следующую модель майкопского погружения. Позднеэоценовое столкновение Аравии и Евразии привело к прекращению субдукции и отрыву слэба, что в свою очередь привело к значительному изменению (увеличению) скорости погружения плиты, вызывая, таким образом, «вращение» слэба до достижения нового равновесного состояния. Это и вызвало длинноволновое погружение широкой области над оторвавшимся слэбом. Тектоническая (т.е. не обусловленная нагрузкой осадков) составляющая майкопского погружения равна 700–1000 метрам, что согласуется с вышеприведенными оценками, т.е. мантийным течениям, обусловленным изменением динамики субдукции, вполне «по силам» вызвать такой эффект.

Если данная модель верна, это погружение должно было бы вскоре смениться таким же широкомасштабным подъемом. Однако этот этап подъема в исследуемой области совпал во времени со следующим этапом формирования передового прогиба. Погружение передового прогиба перекрыло эффект постмайкопского воздымания в Восточном Предкавказье. Впрочем, некоторые косвенные свидетельства того, что данный фактор оказывал влияние на погружение, могут быть найдены из сравнения среднемиоцен-четвертичного погружения Восточного и Западного Предкавказья. Осадконакопление в западном Предкавказье (см. рис. 6.12, 6.13) было непрерывным на протяжении почти всего рассматриваемого этапа (за исключением короткого интервала в понтическое время (ок. 6,5 млн лет), когда произошло резкое падение уровня моря и северная часть бассейна подверглась частичному размыву). В то же время осадконакопление в восточном бассейне было неравномерным, периоды седиментации перемежались с временами ее отсутствия и эрозии (см. рис. 6.7, 6.8, 6.9), что косвенно свидетельствует, по нашему мнению, о некотором региональном подъеме. Периферийное поднятие в бассейнах упругого изгиба (например, [Теркот, Шуберт, 1985]) в разрезе характеризуется как наименее глубоко погруженная (или наиболее приподнятая) часть передового прогиба. В области периферийного поднятия, таким образом, погружение стадии передового прогиба почти не проявляется и эффект постмайкопского подъема должен быть наиболее

заметным. Периферийное поднятие в западном бассейне выделяется только по уменьшенным мощностям отложений, оно даже не было поднятым над уровнем моря (см. рис. 6.12). На востоке периферийное поднятие подверглось значительной эрозии (более километра) (см. рис. 6.6, 6.7, 6.8), что также косвенно свидетельствует в пользу постмайкопского подъема.

Центральная часть Предкавказья в рассматриваемое время после некоторого незначительного погружения начала воздыматься. Это можно было бы использовать как прямое свидетельство, подтверждающее нашу точку зрения, но сперва необходимо объяснить отсутствие передового прогиба в этой области. Это будет сделано в следующем разделе.

В заключение следует отметить, что предложенный механизм на данном этапе выглядит в большой степени гипотетичным и нуждается в подтверждении как средствами математического моделирования, так и геологическими данными.

*Модель погружения в среднемиоцен-четвертичное время:
образование и эволюция передового прогиба под нагрузкой орогена;
роль литосферного корня орогена*

Начало этого этапа отмечено возникновением асимметрии погружения, характерной для бассейнов передовых прогибов (см. рис. 6.8, 6.12), и литологическими изменениями отложений (см. рис. 6.7), связанных с воздыманием орогена Большого Кавказа над уровнем моря и вызванной этим частичной изоляцией внутренних морей (например, [Короновский и др., 1987]). Фазы погружения бассейна хорошо коррелируются с фазами складчатости Большого Кавказа [Щерба, 1993].

Форма бассейна типична для бассейнов упругого изгиба [Теркот, Шуберт, 1985 и др.], возникающих, как полагают, в результате прогибания литосферы под нагрузкой орогена. Впервые идея о том, что изгиб литосферы под действием нагрузки орогена является причиной образования передовых прогибов, была высказана в работе [Price, 1973]. Первые расчеты были выполнены в начале 80-х годов [Jordan, 1981; Beaumont, 1981]. Одним из главных подтверждений этой гипотезы служит наличие высокоамплитудных отрицательных гравитационных аномалий в недеформированных областях, прилегающих к горным поясам. Этот факт достаточно трудно объяснить в рамках концепции локальной изостазии; он рассматривается как подтверждение того, что нагрузка рельефа изостатически компенсируется регионально. Данная модель принесла успех при объяснении изгиба океанической литосферы под нагрузкой цепи островов и в зонах субдукции [Теркот, Шуберт, 1986].

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 материала или фазовых переходов [Karner, Watts, 1983], изгибающий момент, действующий со стороны пододвигающейся плиты [Sheffels McNutt, 1986], нагрузка литосферных корней [Brunet, 1986].

Модель упругого изгиба широко применялась и для передовых прогибов Альпийско-Гималайского пояса [Karner, Watts, 1983; Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1989; Brunet, 1986 и др.] и, в частности, для Кавказа [Ruppel, McNutt, 1990]. В работе [Ruppel, McNutt, 1990] проанализированы гравияномалии вдоль трех профилей через Большой Кавказ, и получено хорошее согласие с упругой моделью.

Однако включение в рассмотрение наряду с гравитационными данными данных о структуре бассейна выявляет проблему, не решаемую в рамках стандартной модели. На рис. 6.15 представлена карта неотектонических движений Кавказа и Предкавказья [Е.Е. Милановский, 1968, с упрощениями]. Одно из очевидных, но достаточно удивительных, наблюдений состоит в том, что наиболее глубокие части бассейна приурочены к краям орогена, где высота гор невелика. В то же время, Центральное Предкавказье, прилегающее к наиболее высоким горам, напротив, воздымается. Этот факт однозначно свидетельствует против модели, в которой нагрузка рельефа считается главной силой, вызывающей погружение бассейна.

Таким образом, если нагрузка рельефа не может служить той нагрузкой, которая вызывает изгиб литосферы и погружение бассейна, то следует проверить другие виды нагрузки на предмет их способности сделать это. Другие виды нагрузки включают утолщение коры (коровые корни орогена), утолщение мантийной части литосферы (литосферные корни орогена), термальную нагрузку, интрузии более плотного материала, породы, подвергшиеся фазовым переходам, и др.

В следующем разделе представлена простая модель, описывающая упругий отклик литосферы на различные виды орогенической нагрузки, которая использовалась для моделирования исследуемого региона.

Модель

Традиционно, модели упругого изгиба основывались на предположении о том, что главным видом нагрузки является нагрузка рельефа. Нагрузка рельефа задавалась явно, а все остальные виды нагрузки включались в модель как тела аномальной плотности и упрощенной конфигу-

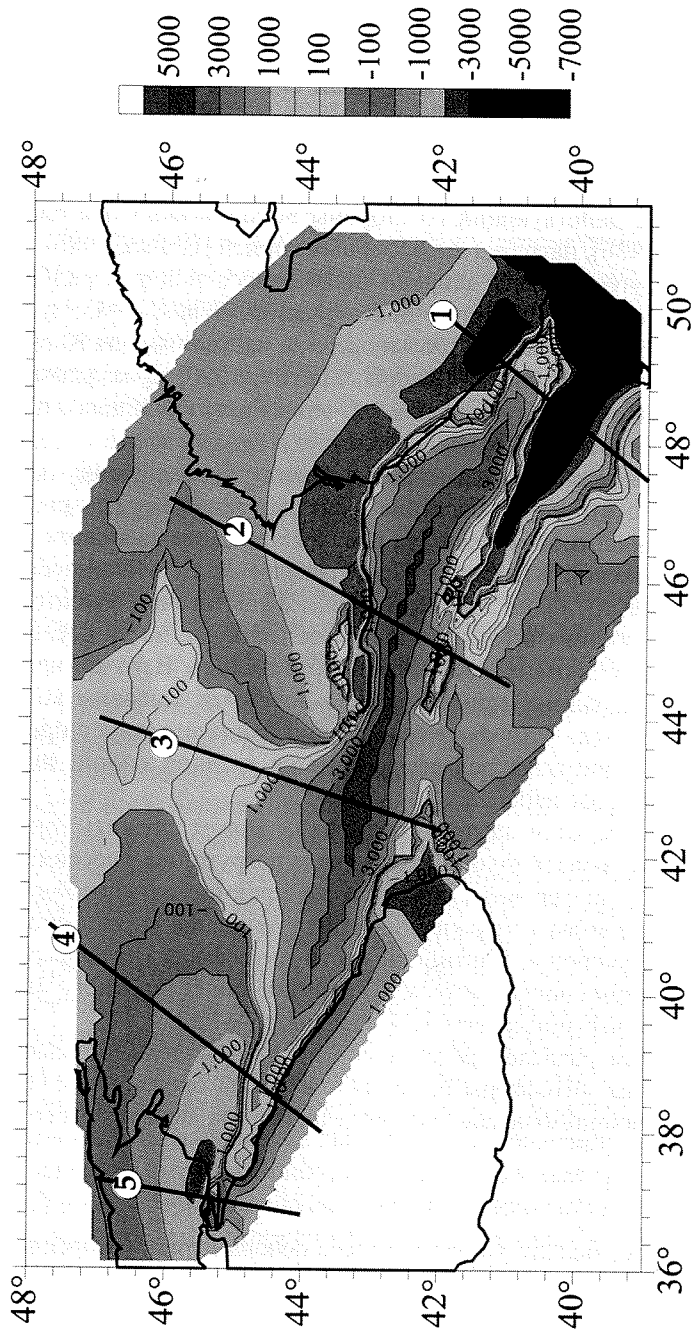


Рис. 6.15. Карта неотектоники Предкавказья (амплитуда вертикальных движений начиная со среднего сармата). По [Милановский, 1968] с упрощениями

рации (например, прямоугольной). Затем эти «тела» интерпретировались в терминах реальных структур, как, например, надвинутые блоки [Karner, Watts, 1983], субдуцированные слэбы [Royden, Karner, 1984], литосферные корни [Brunet, 1986] и т.п.

В излагаемой модели использована другая идеология. Все структурные (геометрические) типы нагрузки непосредственно включаются в модель. Таким образом, в расчетах мы задаем не абстрактные тела аномальной плотности, но варьируем геометрическими параметрами структуры литосферы. Это позволяет представлять результаты моделирования не в виде абстрактной «глубинной нагрузки», но получать на выходе моделирования непосредственно модельный разрез литосферы. Возможность включить тела аномальной плотности была сохранена для моделирования эффекта фазовых превращений и интрузий тяжелого материала.

Четыре вида данных могут быть использованы, чтобы наложить ограничения на модель: топография, гравияномалии, структура бассейна, глубина поверхности Мохоровичича. Последний из них ненадежен в исследуемой области: глубины Мохо на нескольких опубликованных картах отличаются более чем на 5 км в зависимости от интерпретации. Этот разброс слишком велик, и глубины Мохо не были использованы в расчетах.

На рис. 6.16 представлена схема, иллюстрирующая модельную конфигурацию и использованные обозначения. Модель упругого изгиба базируется на численном конечно-разностном решении классического уравнения тонкой упругой пластинки:

$$(D \cdot w''') + (P \cdot w') = q,$$

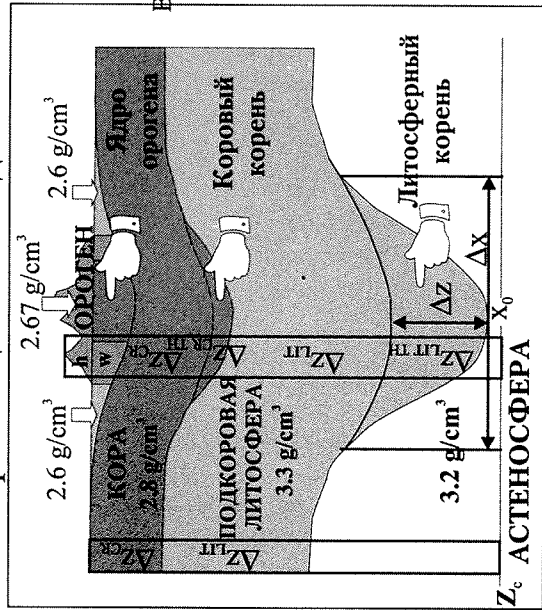
где $D(x)$ – жесткость пластинки на изгиб, P – горизонтальная сила, $w(x)$ – вертикальное отклонение поверхности и q – полная вертикальная нагрузка различных типов. Эффективная упругая толщина литосферы (EET ; T_e) выражается через ее изгибную жесткость как

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

где E – модуль Юнга и ν – коэффициент Пуассона. Способ учета вертикальной нагрузки описан ниже.

При счете размеры исследуемой области были значительно увеличены (до 1500 км в каждую сторону), чтобы избежать влияния граничных эффектов. При этом сравнение рассчитанных величин с наблюдаемыми производилось только в исследуемом регионе.

Гравитационная модель



Модель упругого изгиба

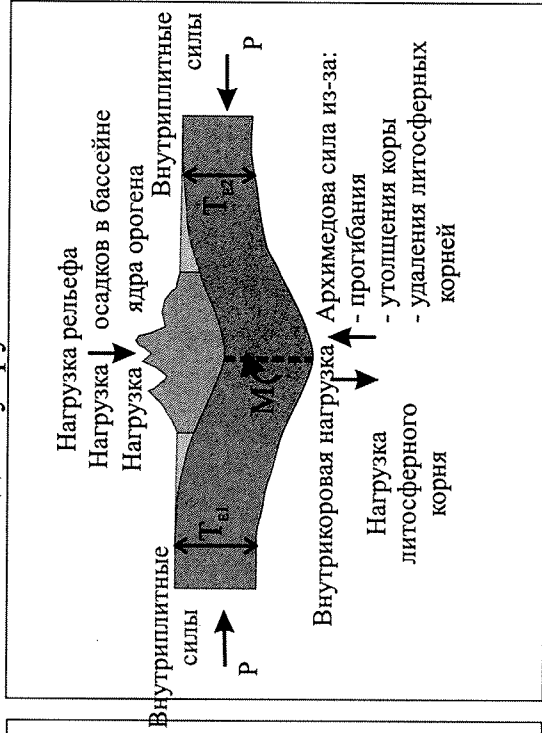


Рис. 6.16. Модельная конфигурация коры и литосферы, использованная при расчетах гравитационной и изгиба литосферы

Нулевое погружение $w(0) = w(\infty) = 0$ и нулевой изгиб $w''(0) = w''(\infty) = 0$ были использованы в качестве граничных условий на правом и левом краях области счета. В случае, если плита полагалась механически несвязной под орогеном (broken plate), необходимо еще условие в области разлома (в этом случае вычисления производятся отдельно для каждой из плит, расположенных по разные стороны от разлома). В качестве таких использовались задание момента

$$D \cdot w''(x_f) = M,$$

(в простейшем случае момент может быть положен равным нулю) и требование регионального изостатического равновесия (isostatic constraint)

$$\int_0^{\infty} q \cdot dx = 0,$$

которое сводится к следующему условию [Sheffels, McNutt, 1986]:

$$(D(x_f) \cdot w''(x_f))' = P \cdot w'(x_f).$$

Программный код был протестирован на известных аналитических решениях.

Все вышеописанное является стандартным для моделей данного типа, и многократно применялось при моделировании передовых прогибов. Существенное отличие нашей модели состоит в способе задания нагрузки, входящей в правую часть уравнения упругого изгиба. Полная нагрузка определяется разностью веса двух материальных колонок от поверхности до глубины изостатической компенсации (см. рис. 6.16). Одна из колонок находится в исследуемом месте; другая, гипотетическая, описывает недеформированную и изостатически уравновешенную литосферу.

Вес второй колонки равен (см. рис. 6.16 для объяснения использованных обозначений)

$$g[\rho_{ast}(z_c - \Delta z_{cr} - \Delta z_{lit}) + \rho_{lit} \Delta z_{lit} + \rho_{cr} \Delta z_{cr}];$$

вес первой колонки равен:

$$g[\rho_{ast}(z_c - \Delta z_{cr} - \Delta z_{lit} - \Delta z_{cr th} - \Delta z_{lit th} - w) + \rho_{lit}(\Delta z_{lit} + \Delta z_{lit th}) + \rho_{cr}(\Delta z_{cr} + \Delta z_{cr th}) + \rho_{sed} w - \rho_{or} \cdot h] + q$$

Здесь, g – ускорение свободного падения, ρ_{ast} , ρ_{lit} , ρ_{cr} , ρ_{sed} , ρ_{or} – астеносферы, подкоревой литосферы, коры, осадков и орогена (все, что выше уровня моря), соответственно; w – погружение вследствие упругого

прогиба литосферы; h – рельеф; Δz_{cr} , Δz_{lit} – мощности недеформированной коры и литосферы; $\Delta z_{cr\ th}$, $\Delta z_{lit\ th}$ – изменение мощностей коры и литосферы при коллизии; z_c – уровень изостатической компенсации, q_{ic} – внутрилитосферная нагрузка, определяемая изменениями плотности вещества в результате фазовых переходов, интрузий тяжелого вещества и т.п. Разница веса двух колонок дает полную нагрузку в данном месте:

$$q - q_{ic} = g \cdot [-\rho_{ast}(\Delta z_{cr\ th} + \Delta z_{lit\ th} + w) + \rho_{lit} \Delta z_{lit\ th} + \rho_{cr} \Delta z_{cr\ th} + \rho_{sed} w - \rho_{or} \cdot h]$$

Это выражение может быть переписано как

$$q - q_{ic} = -(\rho_{ast} - \rho_{sed}) \cdot g \cdot w - \rho_{or} \cdot g \cdot h + (\rho_{lit} - \rho_{ast}) \cdot g \cdot \Delta z_{lit\ th} - (\rho_{ast} - \rho_{cr}) \cdot g \cdot \Delta z_{cr\ th}$$

Первые два члена в правой части выражения – это хорошо известные выталкивающая сила, возникающая вследствие прогиба литосферы, и нагрузка рельефа. Последние два члена определяют нагрузку/разгрузку, возникающую вследствие утолщения коры и литосферы в целом, – нагрузку корового и литосферного корней. Следует помнить, что положение границы литосфера/астеносфера определяется не только механическими деформациями, но и термальными механизмами. Так, литосферный корень под орогеном может как оторваться механически, так и просто «растает» вследствие прогревания. Каждый из этих процессов уменьшает величину $\Delta z_{lit\ th}$, причем она вполне может стать отрицательной, превращаясь, таким образом, из нагрузки в выталкивающую силу. Процессы такого рода нарушают механическое равновесие и приводят к воздыманию орогена на заключительных этапах коллизии [Brunet, 1986; Burg, Ford, 1997].

Мы предполагаем колоколообразное распределение $\Delta z_{cr\ th}$ и $\Delta z_{lit\ th}$ по оси x :

$\Delta z(x) = \Delta z_{max} \cdot \cos^2(\pi(x - x_0) / \Delta x),$	$x_0 - \Delta x / 2 < x < x_0 + \Delta x / 2 ;$
$\Delta z = 0 ,$	$x < x_0 - \Delta x / 2$ или $x_0 + \Delta x / 2 < x .$

В этом случае, утолщение (утонение) определяется тремя параметрами: максимальным значением (Δz_{max}), центральной точкой (x_0) и размером области (Δx).

Особо следует сказать о задании плотности пород, составляющих ороген. Ороген, как правило, составлен из пород более плотных, чем осадочные породы прилегающих бассейнов. Центральная же часть орогена зачастую представлена еще более плотными породами. Эту часть

мы будем называть далее ядром орогена. Оно ответственно за появление локального максимума Буге непосредственно над орогеном. Соответственно, его положение при моделировании и подбиралось исходя из положения этого локального максимума. В упругих расчетах плотность осадков (ρ_{sed}) в члене $(\rho_{ast} - \rho_{sed})gw$ заменялась величиной ρ_{or} во внешних частях орогена или плотностью коры (ρ_{cr}) в его ядре (см. рис. 6.16).

Окончательно следующие параметры модели варьировались с целью получить наилучшее соответствие с наблюдениями: эффективная упругая толщина литосферы (ЭУТ, $T_e(x)$), параметризующая упругие свойства литосферы; горизонтальная сила (P); изгибающий момент (M); внутрикоровая нагрузка ($q_{ic}(x)$); утолщение/утонение коры ($\Delta z_{cr\ th}$) и литосферы ($\Delta z_{lit\ th}$). Значения эффективной упругой толщины (ЭУТ) литосферы в любой из моделей подбирались автоматически из условия наилучшего совпадения с наблюдениями (минимизацией среднеквадратичного отклонения).

Аномалии гравитационного поля зависят от распределения аномальных плотностей в литосфере. Они были рассчитаны путем непосредственного интегрирования гравитационного эффекта всех аномальных масс. Конфигурация аномальных масс была рассчитана вычитанием «стандартной» литосферы из деформированной. Мощности слоев «стандартной» литосферы (с плоскими горизонтальными границами слоев): кора, включая осадочный чехол, сформированный до предгорной стадии – 45 км, мантийная часть литосферы – 100 км. Петрофизические параметры, использованные в расчетах для коры и литосферной мантии, представлены в табл. 6.4.

Результаты

Моделирование было проведено для 5 профилей, приблизительно ортогонально пересекающих ороген Большого Кавказа (см. рис. 6.15). Результаты представлены на рис. 6.17. Эффект только нагрузки рельефа показан пунктиром для того, чтобы иметь представление об ее относительном вкладе. Модель, дающая наилучшее согласие расчетов с наблюдениями, показана штриховой линией. Параметры этой модели приведены в табл. 6.5.

Мы старались использовать как можно меньшее количество видов нагрузки. Оказалось возможным ограничиться только двумя из них: изменением мощности коры и литосферы. Причем допускалось, что изменение мощности литосферы может быть как положительным, так и отрицательным, так как литосферные корни могут «растать» или отрываться. Утолщение коры приводит к увеличению плавучести литосферы; утолщение мантийной части литосферы, которая холоднее и, следо-

вательно, тяжелее подстилающей ее астеносферы, утяжеляет литосферу и уменьшает ее плавучесть [Brunet, 1986; Royden, 1993]. Эффект нагрузки литосферных корней может быть особенно важным на первых этапах коллизии. Впоследствии литосферные корни могут быть удалены либо за счет простого прогревания, либо за счет механического отрыва. Этот последний процесс должен привести к значительному воздыманию орогена. Значимость этих двух факторов в эволюции многих орогенов мира отмечалась давно ([напр. Burg, Ford, 1997] и ссылки в цит. работе).

Таблица 6.4

Использованные при моделировании изгиба параметры

Параметр		Единицы измерения	Верхняя кора	Нижняя кора	Мантия	
					Оливин	водонасыщенный
Плотность	ρ	кг/м ³	2700	2900	3300	
Модуль Юнга	E'	ГПа	70	70	90	
Коэффициент Пуассона	ν'	—	0,25	0,25	0,25	
Экспоненциальный фактор	h_r	10 ³ м	9	9	—	
Репрезентативная минералогия		—	Сухой кварцит	Диабаз	Оливин	
					сухой	водонасыщенный
Степенной фактор,	N	—	2,72	3,05	3,6	3,7
Энергия активации,	E_p	10 ³ Дж/моль	134	276	530	470
Предэкспоненциальный фактор (лабораторный)	$A_{p,lab}$	1/сек·Па ^N	6,03·10 ⁻²⁴	3,16·10 ⁻²⁰	7,2·10 ⁻¹⁸	2,9·10 ⁻¹⁹
Предэкспоненциальный фактор, (скорректированный на режим деформации)	A_p	1/сек·Па ^N	7,8·10 ⁻²⁴	4,0·10 ⁻²⁰	8,7·10 ⁻¹⁸	3,5·10 ⁻¹⁹

Примечание. ¹ – см. Теркот, Шуберт, 1985, Геодинамика, т. 1, стр. 172–173.

Полученные результаты показывают что: 1) нагрузка рельефа не дает объяснения наблюдаемой конфигурации бассейна и гравинаномалий ни для одного из моделированных профилей и, таким образом, необходимо использовать другие виды нагрузки; 2) нагрузка литосферных

корней является основным видом нагрузки в краевых частях орогена и, следовательно, главной причиной погружения прилегающих бассейнов (рис. 6.17-а, г, д); 3) отрыв литосферных корней (принимая во внимание наличие коровых корней) является главной причиной подъема Центрального Кавказа и прилегающих областей Предкавказья (рис. 6.17-в); 4) в промежуточных областях все определяется взаимным соотношением коровых и литосферных корней (рис. 6.17-б).

Табл. 6.5

Параметры моделей изгиба для 5 модельных профилей

	Профиль 1	Профиль 2	Профиль 3	Профиль 4	Профиль 5
Положения разлома (км)	210	150	70	70	100
Ядро орогена: внешняя часть (км)	200-285	130-250	-	70-150	110-160
Ядро орогена: внутренняя часть (км)	210-270	140-240	-	-	-
ЭУТ (км)	25/60	60	60	50	40
утолщение коры: x_0 (км)	-	180	130	110	140
утолщение коры: Δx (км)	-	150	250	100	100
утолщение коры: Δz (км)	0	4	5	5	2.5
утолщение литосферы: x_0 (км)	220	180	130	110	140
утолщение литосферы: Δx (км)	300	150	350	200	100
утолщение литосферы: Δz (км)	32	-6	-60	28	45

Примечание. Расположение профилей указано на рис. 6.15. Результаты моделирования представлены на рис. 6.17. Все величины в километрах. Два значения ЭУТ первого профиля соответствуют двум частям плиты: $210 \leq x \leq 380$ (ЭУТ = 25 км) и $x > 380$ (ЭУТ = 60 км).

Таким образом, рельеф не является главным фактором, определяющим погружение среднемиоцен-четвертичного передового прогиба Предкавказья, а всего лишь следствием изменения геометрической структуры литосферы, т.е. возникновения и удаления литосферных корней, утолщения коры и т.д. По отношению к профилю 2 (см. рис. 6.17-б), если рассматривать его отдельно от других, можно было бы сказать, что главным видом нагрузки является нагрузка рельефа. Если же рассматривать

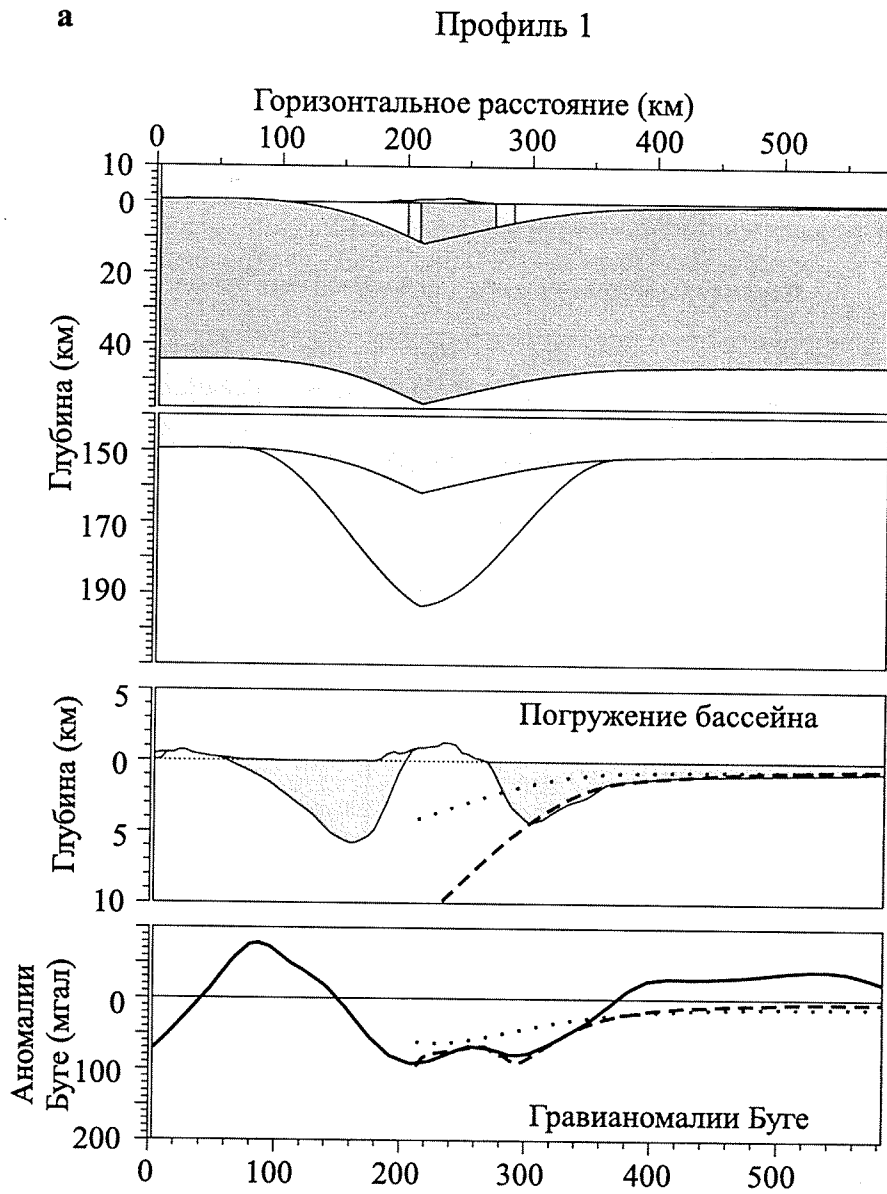


Рис. 6.17. Результаты расчета по 5 профилям

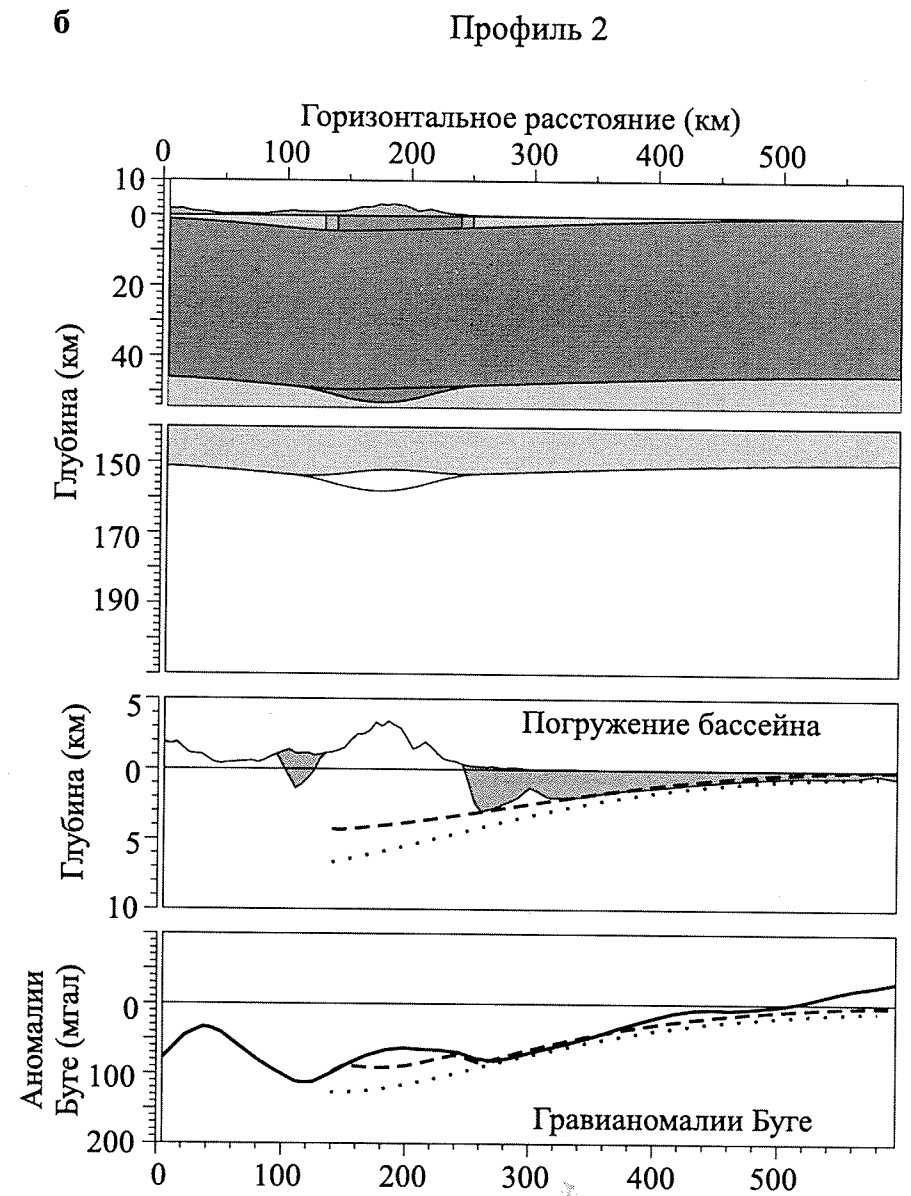


Рис. 6.17 (продолжение)

В

Профиль 3

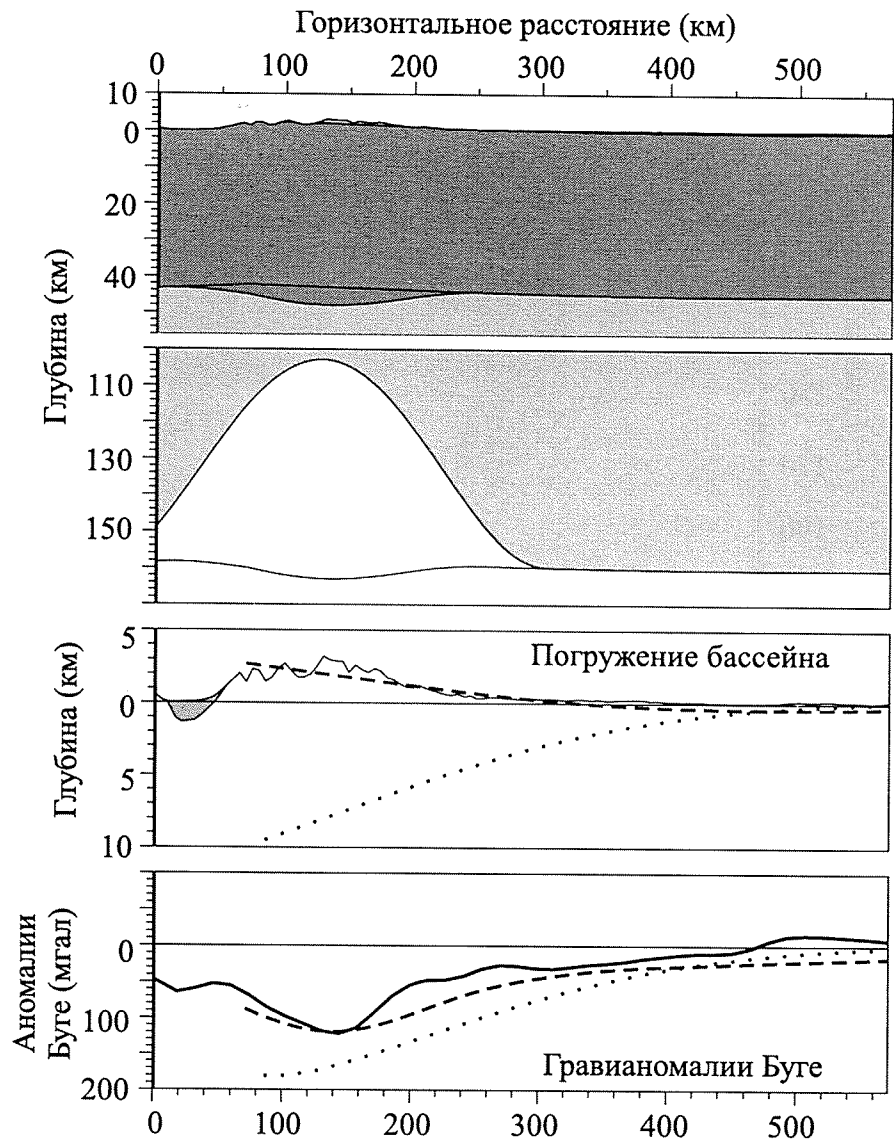


Рис. 6.17 (продолжение)

Г

Профиль 4

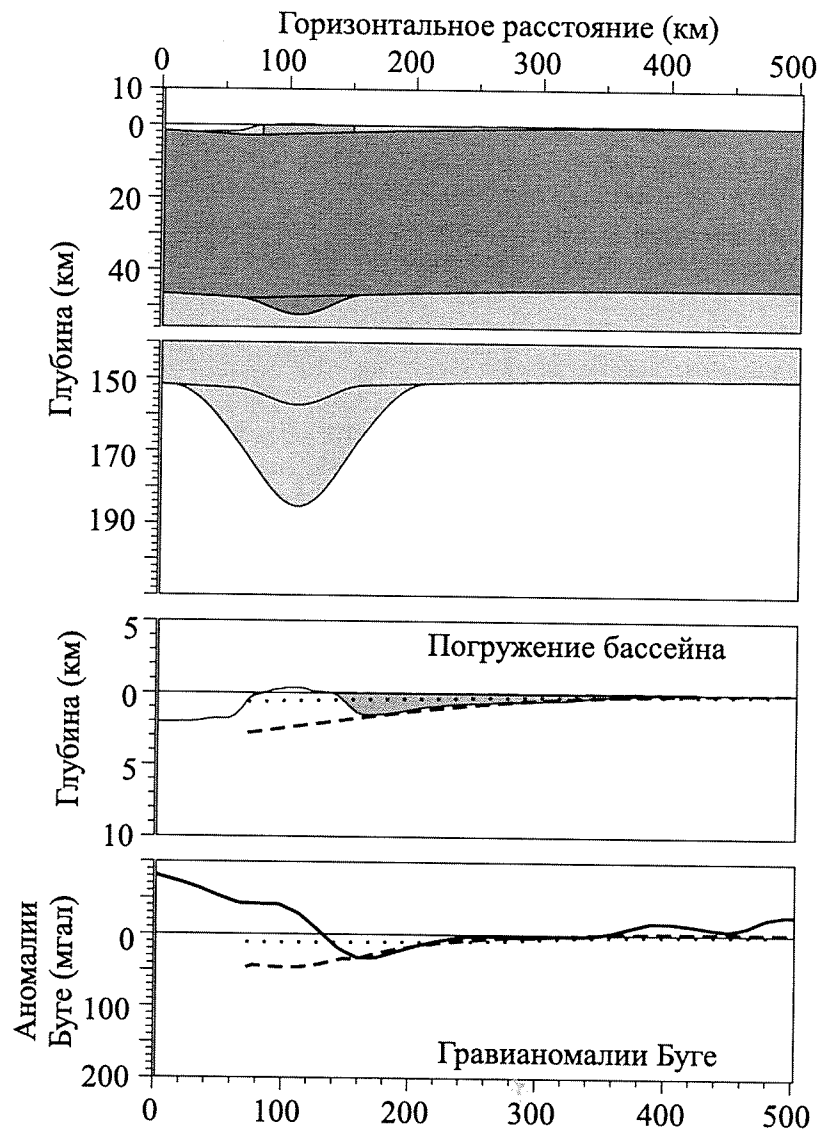


Рис. 6.17 (продолжение)

Профиль 5

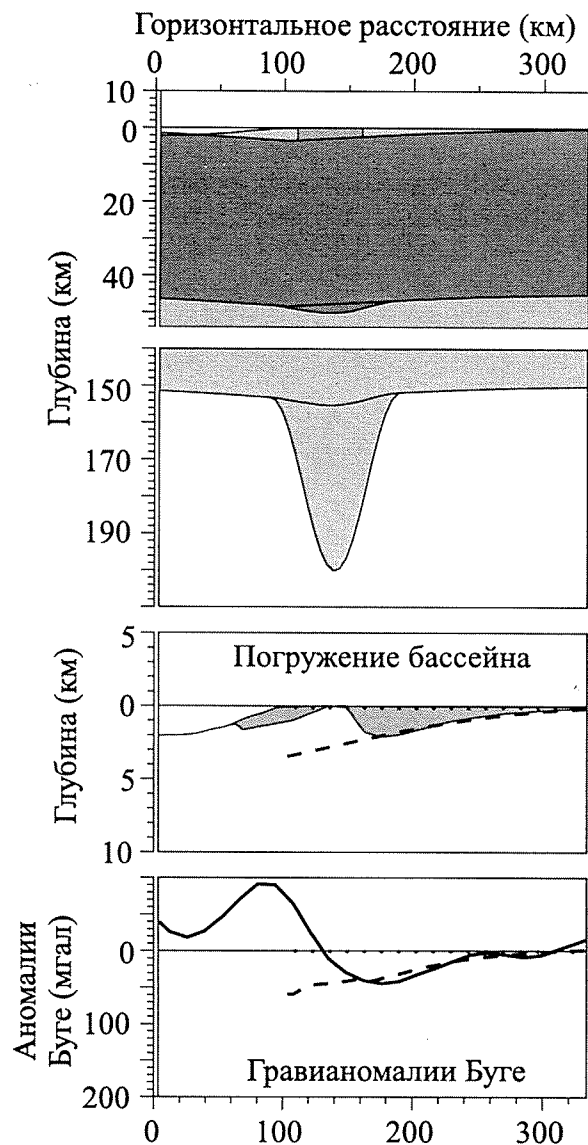


Рис. 6.17 (окончание)

его в комплексе с профилями 1 и 3 (см. рис. 6.17-а, в), то можно предложить другой вариант интерпретации: погружение было вызвано нагрузкой литосферных корней на начальных этапах столкновения, позднее продолжающееся утолщение коры и постепенное удаление литосферных корней привело к росту рельефа. Действительно, два крайних модельных случая (см. рис. 6.17-а, д и 6.17-в) соответствуют крайним точкам в эволюции орогена: начальному и заключительному этапу. Область Центрального Кавказа подверглась деформации (на новейшем этапе) раньше других – уже в позднем эоцене (например, [Несмеянов, 1992; Lozar, Polino, 1997]). Со временем деформации распространялись от центральной области на запад и восток и те области, которые сейчас являются краями орогена, подверглись деформации только в преакчагыльское время (ок. 5,2–3,5 млн лет) [Несмеянов, 1992; Щерба, 1993]. Таким образом, можно обрисовать следующую схему эволюции орогена с прилегающими передовыми прогибами (рис. 6.19): на первых этапах коллизия приводит к возникновению значительных литосферных корней, которые, будучи положительной нагрузкой, приводят к погружению передового прогиба, при незначительных высотах гор; в дальнейшем литосферные корни удаляются в результате либо простого прогревания, либо механического отрыва, и это приводит к значительному воздыманию гор и некоторому «разгибанию» бассейна.

Геологические данные могут дать некоторое подтверждение этой точки зрения. Так, скорость подъема Восточного Кавказа, оцениваемая по высоте речных террас, значительно увеличилась (на порядок величины) в позднечетвертичное время [Никитин, 1987]. В это же самое время области бассейна, прилегающие к орогену, испытали подъем [Масляев, 1990], а периферийное поднятие (кряж Карпинского) погрузилось, то есть бассейн начал «разгибаться». Кроме того, данный сценарий объясняет тот факт, что складчатость в горных областях обычно бывает синхронна с погружением передового прогиба и опережает воздымание орогена [Щерба, 1993].

В качестве проверки реальности полученных параметров утолщения литосферы можно независимо оценить величину литосферных корней, на основании уже полученных оценок укорочения коры. Принцип расчета остается тем же, что и в этих реконструкциях, только расчет ведется для слоя мантийной части литосферы. Полученные коровые реконструкции являются исходными. К ним добавляется нижняя граница литосферы, рассчитанная согласно модели остывающей плиты. Оценки представлены на рис. 6.18. Они демонстрируют, что величина литосферных корней вполне достаточна для того, чтобы вызвать наблюдаемое погружение бассейна.

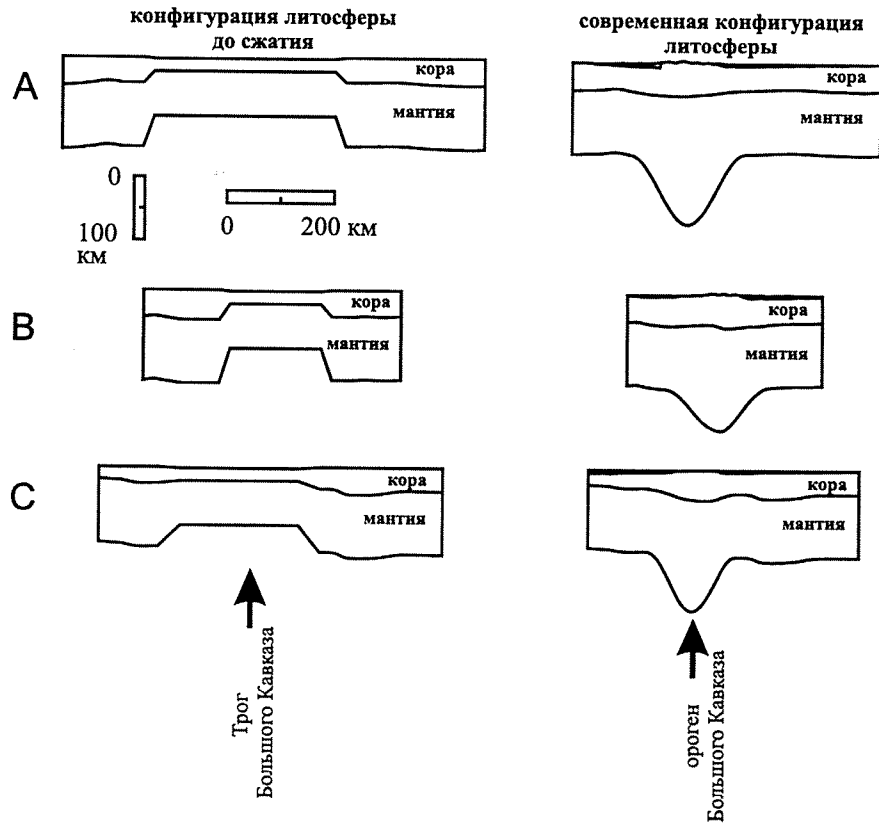


Рис. 6.18. Оценки величины литосферного корня под Кавказом, образовавшегося в результате эоцен-четвертичной коллизии

Значения эффективной упругой толщины литосферы, полученные в результате моделирования, составили около 60 км для Восточного Предкавказья и около 40 км для Западного Предкавказья. Значение ЭУТ для Центрального Предкавказья оказалось невозможно оценить ввиду отсутствия там бассейна. Следует отметить, что полученные значения могут быть не слишком точны, так как положение периферийного поднятия совпадает с границей Скифской платформы, то есть с областью значительного изменения реологических свойств. В этом случае может иметь место эффект локализации периферийного поднятия на механической неоднородности [Waschbuch, Royden, 1992], что может привести к смещению оценок ЭУТ.

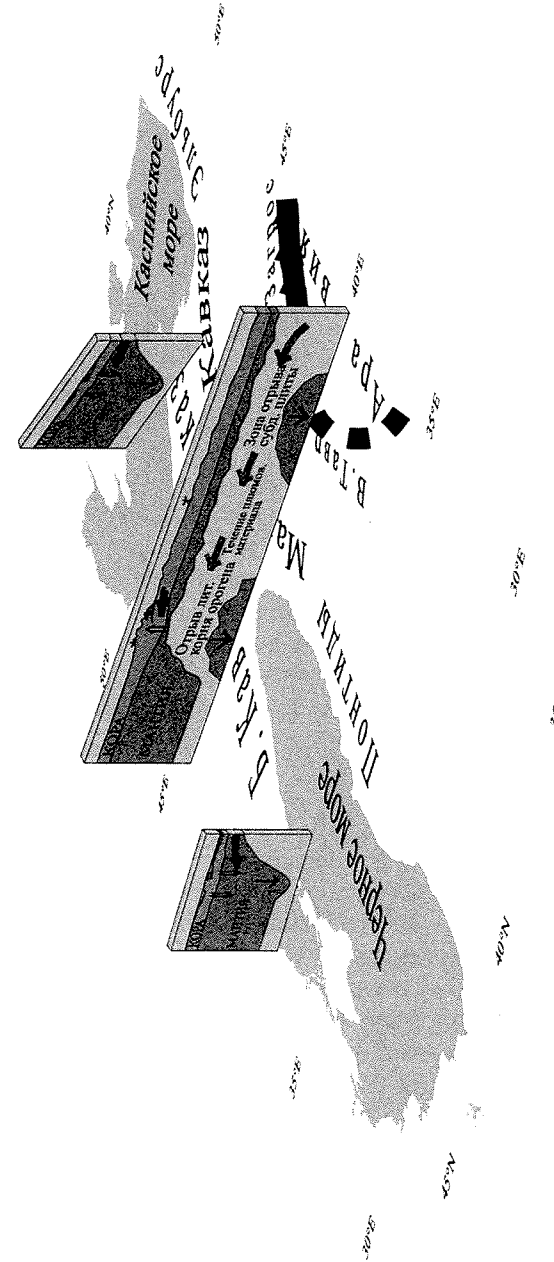


Рис. 6.19. Схема, иллюстрирующая основные механизмы, контролирующие современную тектонику Кавказа и Предкавказья

Обсуждение

В Кавказском случае, как и в подавляющем большинстве других, нагрузка рельефа не объясняет наблюдаемое погружение передового прогиба. Более того, в исследуемом случае видна ясная антикорреляция высот рельефа и глубин бассейна. Следовательно, рельеф не должен быть рассматриваем как главная причина погружения бассейна. В некоторых случаях нагрузка рельефа действительно может быть значительной, но она не является первичной. Рельеф сам по себе возникает в результате утолщения/утонения коры и литосферы и перераспределения плотностей в коре и мантии во время и после коллизии. Рост рельефа продолжается до уравнивания сил плавучести, возникающих в результате структурных изменений в литосфере. Таким образом, рельеф это только один из компенсационных механизмов, и в этом отношении он подобен передовому прогибу. Воздымание орогена и погружение бассейна это только два разных противовеса, уравнивающих глубинные изменения плотности при коллизии.

В противоположность этому, общепринятая модель передового прогиба основана на предположении, что нагрузка рельефа является основным фактором, обуславливающим погружение бассейна. Результаты моделирования обычно выражаются в виде оценки величины добавочной (к нагрузке рельефа) нагрузки. То есть именно те факторы, которые и определяют эволюцию орогена, рассматриваются как «добавочные».

Таким образом, по нашему мнению, существующая общепринятая методика моделирования и сама модель передового прогиба должны быть модифицированы так, чтобы первичные факторы, определяющие эволюцию орогена и передового прогиба (такие как структура коры орогена полученная на основании глубинной сейсмоки, литосферные корни и т.д.), должны явным образом задаваться на входе модели, а производные величины (такие как погружение бассейна, высоты рельефа, гравияномалии) должны быть рассчитываемы. Подбирая параметры модели так, чтобы получить наилучшее согласие расчетов с наблюдениями, мы можем сделать определенные выводы о первичных факторах.

Синтез: геодинамика Предкавказья с триаса по четвертичное время

Погружение Предкавказского бассейна на различных этапах его эволюции контролировалось различными механизмами. Региональный тектонический контекст (рис. 6.20) определялся, главным образом, Тетической субдукцией на юге и вызванными ей открытием и закрытием

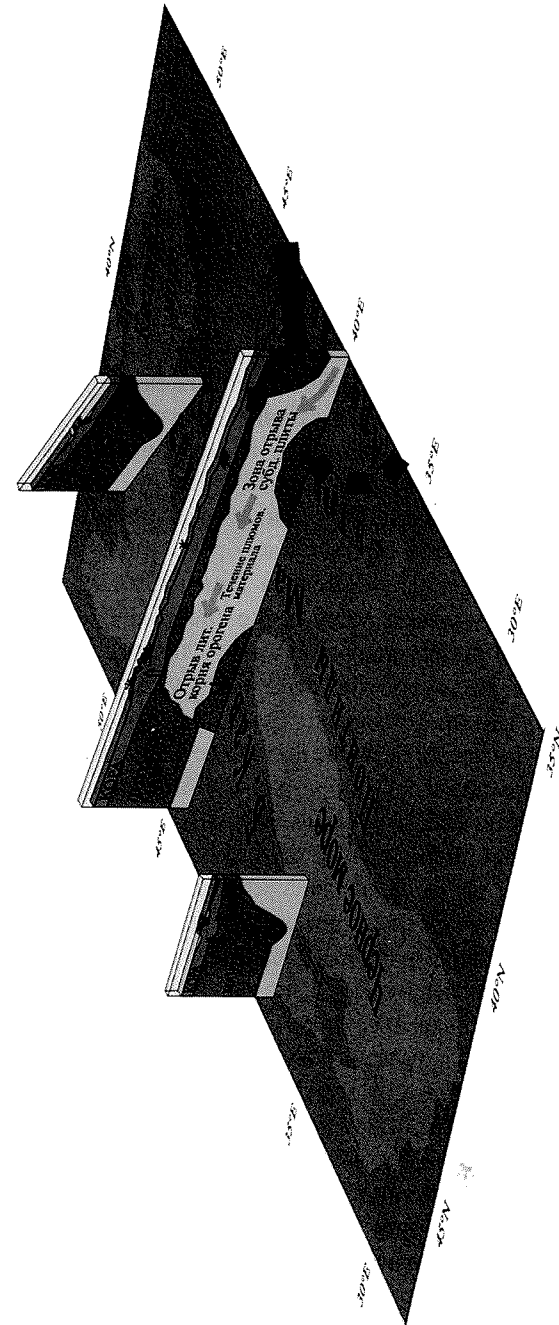


Рис. 6.20. Схематические разрезы, иллюстрирующие тектоническую и геодинамическую историю региона

задуговых бассейнов. Корреляция событий Предкавказья, Большого Кавказа и зоны субдукции представлена в таблице 6.6.

Погружение бассейна началось в раннем триасе в результате гравитационного расползания позднепротерозойского Скифского орогена. На первых этапах осадки заполняли грабенообразные структуры, затем осадочный чехол перекрыл всю территорию бывшего орогена. Мощность чехла, вероятно, составляла около 2–3 км. В поздне триасовое время во время эокиммерийской коллизии, в результате столкновения Закавказского террейна со Скифской платформой осадки были смяты и частично сэродированы. Литосфера бассейна была значительно прогрета многочисленными интрузиями. Этот прогрев привел к термальному подъему области и почти полной эрозии триасовых отложений. Последующее остывание литосферы привело к погружению практически всей территории Скифской плиты. Данный механизм определял погружение бассейна на протяжении всего юрско-эоценового времени.

В раннеюрское время (в синемюре) непосредственно к югу от исследуемого региона в задуговой обстановке образовался трог Большого Кавказа. Это событие сказалось также и в Предкавказье, но в значительно меньшей степени: слабое растяжение (первые проценты), произошедшее в обстановке регионального подъема, привело к некоторому ускорению погружения. Кроме того, испытали погружение самые южные области Предкавказья, непосредственно примыкающие к трогу Большого Кавказа. В среднеюрское время бассейн Большого Кавказа был частично закрыт, и эта орогения привела к образованию передового прогиба в южных районах Предкавказья в течении байоса–бата. В конце орогенного этапа (поздний бат) литосфера, упруго прогибавшаяся перед этим под нагрузкой орогена, частично релаксировала («распрямилась»), отложения передового бассейна были частично размыты. Трог Большого Кавказа был заново открыт в келловее. Начиная с этого времени и до миоцена Предкавказье географически было шельфовой частью глубоководного трога Большого Кавказа. Скорость погружения была невелика и замедлялась со временем, погружение определялось сжатием пород остывающей после предшествующих термальных событий литосферы.

Вариации скорости осадконакопления первого порядка определялись, скорее всего, не тектоническими причинами, такими как изменение притока обломочного материала или биологической продуктивности моря, эвстатические колебания уровня моря и т.п.

Следующий этап в эволюции бассейна наступил в позднем эоцене, когда началась коллизия Аравии и Евразии. Трог Большого Кавказа начал закрываться. В это же время восточная и центральная части

Геологическая шкала				
Относительная шкала				
четверти				
кайнозой	плиоцен	пьяченций		
		занклий		
	миоцен	мессиний		
		тортон		
		серраваллий		
		ланг		
		бурдига		
		аквитан		
			палеоген	
			триас	

Таблица 6.6

Корреляция событий на Кавказе, в Предкавказье и зоне Тетической субдукции

Геологический возраст		Абсолютный (млн. лет)		Зона Тетической субдукции	Ороген Большого Кавказа (БК)	Предкавказский бассейн (ПКБ)					
Относительный	Наг [Наг, 1989]	[Odin, 1994]	Западный			Центральный	Восточный				
Кайнозой	неоген	четвертичный	1.64	1.75	Быстрый подъем	Погружение форландового типа	Воздымание и эрозия	Начало разгибания Погружение форландового типа, значительная эрозия периферийного поднятия			
			пьяченций	3.4	3.4				Главная фаза орогенеза, проагация центра на восток и запад		
			закспий	5.2	5.3				Коллизионный климакс		
		миоцен	понт	6.7	7.1	Начало орогенеза в центральной области	Погружение форландового типа	Воздымание и эрозия	Погружение форландового типа, значительная эрозия периферийного поднятия		
				мессиний	10.4					11	
				тортон	14.2					14.7	
			миоцен	сармат 13.7	16.3	15.8	Растяжение в Восточно-Черноморской впадине	Засыпание об-разовавшегося ранее аккомо-дационного пространства	Воздымание и эрозия	Погружение форландового типа, значительная эрозия периферийного поднятия	
					конка	21.5					20.3
					караган чограк	23.3					23
		олиг	майкоп	29.3	28	Фаза сжатия на западе	Погружение восточного бассейна на юге, медленное платформен-ное погружение на севере	Воздымание и эрозия	Погружение форландового типа, значительная эрозия периферийного поднятия		
				бурдигал	35.4					33.7	
				аквант	38.6					37	
Мел	палеоген	риабон	42.1	40	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение			
			бартон	50					46		
			лютет	56.5					53		
		палеоген	инр	60.5	59	Аккреция террейнов и орогенез в Турции, заложение новой зоны субдукции в Загросе	Растяжение в Восточно-Черноморской впадине	Погружение восточного бассейна на юге, медленное платформен-ное погружение на севере	Медленное региональное погружение		
				танет	65					65	
				даний	74					72	
		поздний	маастрихт	83	83	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				кампан	86.6					87	
				сантон	88.5					88	
		Мезозой	юра	мальм	90.4	92	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение	
					турон	97					96
					сеноман	112					108
ранний	альб			124.5	113	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				ап	131.8					117	
				баррем	135					123	
доггер	готерив			140.7	131	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				валанжин	178					175	
				берриас	187					184	
юра	бат			161.3	160	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				келловей	166.1					164	
				оксфорд	173.5					170	
триас	триас	опен	178	175	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение			
			авлен	187					184		
			тоар	194.5					191		
		триас	синемюр	203.5	200	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				иньяс	208					203	
				геттанг	209.5					-	
Мел	Мел	поздний	213.4	220	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение			
			риабон	225					220		
			баррем	228.5					223		
		Мел	ранний	240.1	240	Тетическая субдукция	Открытие Черного моря	Рифтинг, вулканизм	Медленное региональное погружение		
				ап	240.1					240	
				баррем	240.1					240	

Предкавказья испытали быстрое длинноволновое погружение. Механизм этого погружения остается неясным. Его характерные размеры слишком велики для литосферных процессов и, вероятно, причины его лежат в процессах большего масштаба, таких, как мантийная конвекция. Анализ позднеэоцен-раннеолигоценовой коллизионной обстановки на южной окраине Евразии позволяет связать это погружение с отмиранием одного из сегментов тетической зоны субдукции и началом столкновения Аравии и Евразии. В этом случае, причиной погружения может служить неравновесное мантийное течение, вызванное изменением скорости погружения слэба. Это погружение после установления равновесия должно быть сменено подъемом той же области, что и наблюдается в Центральном Предкавказье. В Восточном Предкавказье постмайкопский подъем был скрыт последующим погружением передового прогиба.

Кавказская орогения вступила в главную фазу в среднем миоцене. Начиная с этого времени, Предкавказье испытывало асимметричное погружение передового прогиба, определяемое упругим прогибанием литосферы под воздействием нагрузки орогена большого Кавказа. Главными видами нагрузки (разгрузки), контролирующими погружение бассейна и рельеф гор, являются утолщение коры и литосферы в результате коллизии и отрыв литосферных корней. Утолщение коры и отрыв литосферных корней определяют подъем Центрального Предкавказья. Нагрузка литосферных корней определяет погружение бассейнов, и, в частности, наиболее глубоких бассейнов, располагающихся по краям орогена, где относительная роль литосферных корней наибольшая. Высокий рельеф горной области возникает только на заключительных этапах коллизии после термального рассасывания литосферных корней или их отрыва.

Глава 7

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЧЕРНОМОРСКОГО И ЮЖНОКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНОВ

Черноморский и Южнокаспийский бассейны, расположенные в южном обрамлении Восточно-Европейской платформы обладают сходными параметрами (геометрия, структура коры, тепловой поток) и сходными эпизодами быстрого погружения в истории геологического развития. Эти бассейны заложены на океанической или сильно утоненной коре, имеют очень мощный осадочный чехол (до 22 км). И Черноморский и Южнокаспийский бассейны испытали чрезвычайно быстрое погружение в течении плиоцен-четвертичного времени. В это же время Черноморско-Кавказско-Каспийский регион находился в обстановке регионального сжатия.

Для объяснения быстрого плиоцен-четвертичного погружения Черного моря и Южного Каспия была привлечена модель синкомпрессионного вдавливания неоднородной литосферы.

Была проведена реконструкция истории погружения для этих бассейнов, а также моделирование реологических свойств литосферы и ее деформаций в обстановке сжатия.

Черноморский бассейн

Черное море расположено между Европой и Малой Азией и омывает берега Украины, России, Грузии, Турции, Болгарии и Румынии. Его площадь составляет 423 тыс. км², а глубина достигает 2,2 км. Современные представления о структуре Черноморской впадины основываются главным образом на материалах сейсмических исследований [Старостенко, Вольвовский, 1996; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985].

На уровне коровой структуры Черноморская впадина состоит из двух бассейнов (рис. 7.1, 7.2): Западно- и Восточно-Черноморского. Западно-Черноморский бассейн имеет в своем основании океаническую

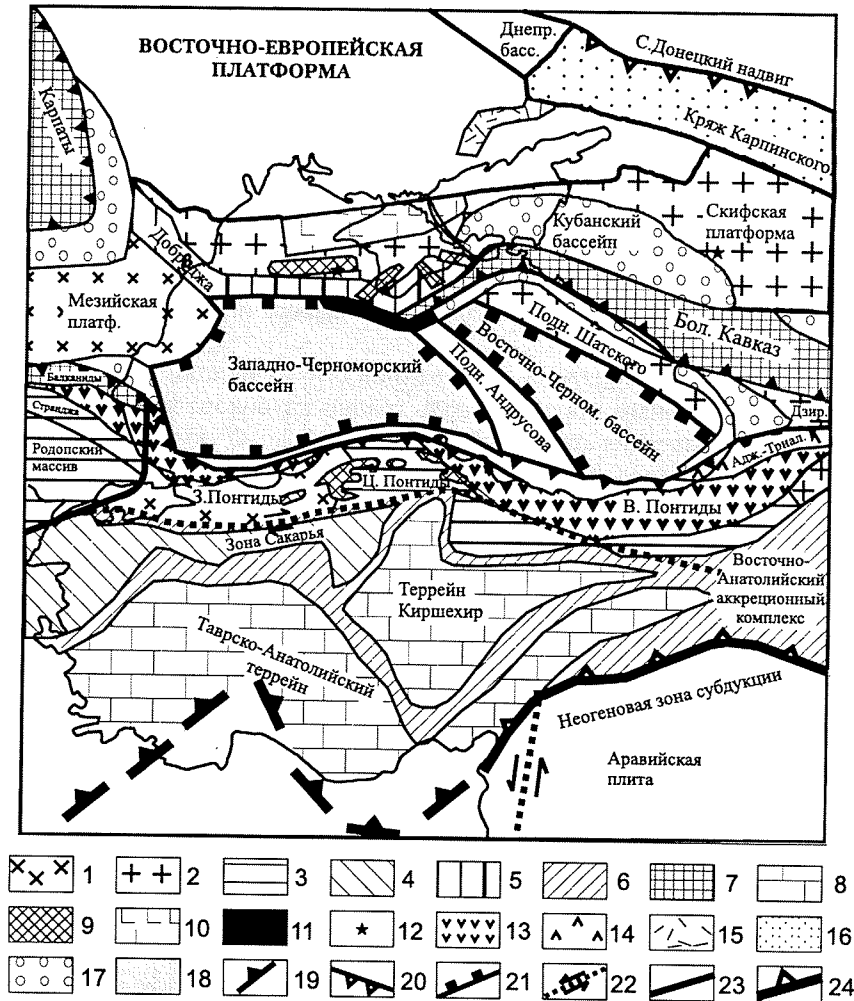


Рис. 7.1. Тектоническая схема Черноморского региона

1 – докембрийский фундамент; 2 – позднепалеозойский фундамент; 3 – мезозойско-палеозойский фундамент; 4 – палеозойская-раннемезозойская аккреционная зона; 5 – неокомский складчато-надвиговой пояс; 6 – позднемеловой-палеоценовый офиоли-товый меланж и флиш; 7 – альпийский ороген; 8 – нерасчлененные континентальные террейны; 9 – апт-альбские рифтовые осадочные бассейны; 10 – альбские рифтовые бассейны с вулканитами; 11 – альбская(?) остаточная вулканическая дуга; 12 – альбские вулканиты и туфы; 13 – позднемеловая вулканическая дуга; 14 – эоценовый вулканический бассейн; 15 – сантон-маастрихтский грабен; 16 – позднепалеозойский молассовый бассейн; 17 – кайнозойский молассовый бассейн; 18 – позднемеловой бассейн с океанической и/или сильно утоненной континентальной корой; 19 – альпийский надвиговой пояс; 20 – сенон-палеоценовый надвиг; 21 – пассивная окраина; 22 – сдвиг; 23 – 3. Черноморско-Саросский разлом; 24 – зона субдукции

или субокеаническую кору, которая перекрывается мощным (до 19 км) осадочным чехлом. Восточно-Черноморский – имеет сильно утоненную (до 10 км) континентальную кору в основании и осадочный чехол мощностью до 12 км. Эти бассейны разделены линейно вытянутым блоком континентальной коры – поднятием Андрусова – перекрытым осадочным чехлом мощностью 5–6 км [Белоусов, Вольвовский, 1989, Туголесов и др., 1985, Finetti et al., 1988, Robinson, 1997]. Черноморская впадина окружена позднекайнозойскими горными сооружениями Кавказа, Понтид, Горного Крыма и Балканид, в области которых континентальная кора утолщена до 40–50 км [Старостенко, Вольвовский, 1996; Белоусов, Вольвовский, 1989].

Регион характеризуется повышенной сейсмичностью, которая сосредоточена, главным образом, вдоль границ глубоководной впадины. Глубина сейсмических очагов колеблется от 5 до 20 км, а магнитуда достигает 6–8 баллов. Особо следует отметить круто наклоненную на север сейсмическую зону, погружающуюся под орогенное сооружение Горного Крыма и уходящую в верхи мантии, возможно, до глубин около 100 км; при этом отмечается утолщение земной коры под Горнокрымским орогеном до 50 км [Муратов, 1969]. Сейсмичность региона в целом связана с напряжениями сжатия [Вольвовский, 1989]. Современное (позднекайнозойское) поле напряжений вокруг Черноморской котловины устанавливается как на основе структурного анализа (надвиги в Понтидах и между Крымом и непосредственно Черноморской котловиной), так и по материалам сейсмических исследований, данным GPS [Barka, Reilinger, 1997; Reilinger et al., 1997], а также результатам анализа новейших разрывов и трещин в Крыму и на Кавказе [Расцветаев, 1987]. Все эти материалы свидетельствуют о позднекайнозойском сжатии Черноморской впадины. Главным источником современных напряжений считается коллизия Евразийской и Аравийской литосферных плит.

В осадочном чехле Черноморской впадины выделяется пять сейсмических комплексов, границы между которыми остаются предметом дискуссий [Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Самый нижний из них – верхнемеловой–гипотетический (см. рис. 7.2); выше последовательно залегают палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный сейсмокомплексы. Предполагаемая мощность мелового комплекса составляет 5–6 км на западе и 3–4 км на востоке, вероятный состав по сейсмическим данным – карбонатный [Туголесов и др., 1985]. Палеоцен-эоценовый комплекс имеет мощность 3–5 км и сложен предположительно карбонатными и глинистыми породами. Оligоцен-нижнемиоценовый комплекс сложен в основном глинами, мощность которых оценивается в 4–5 км.

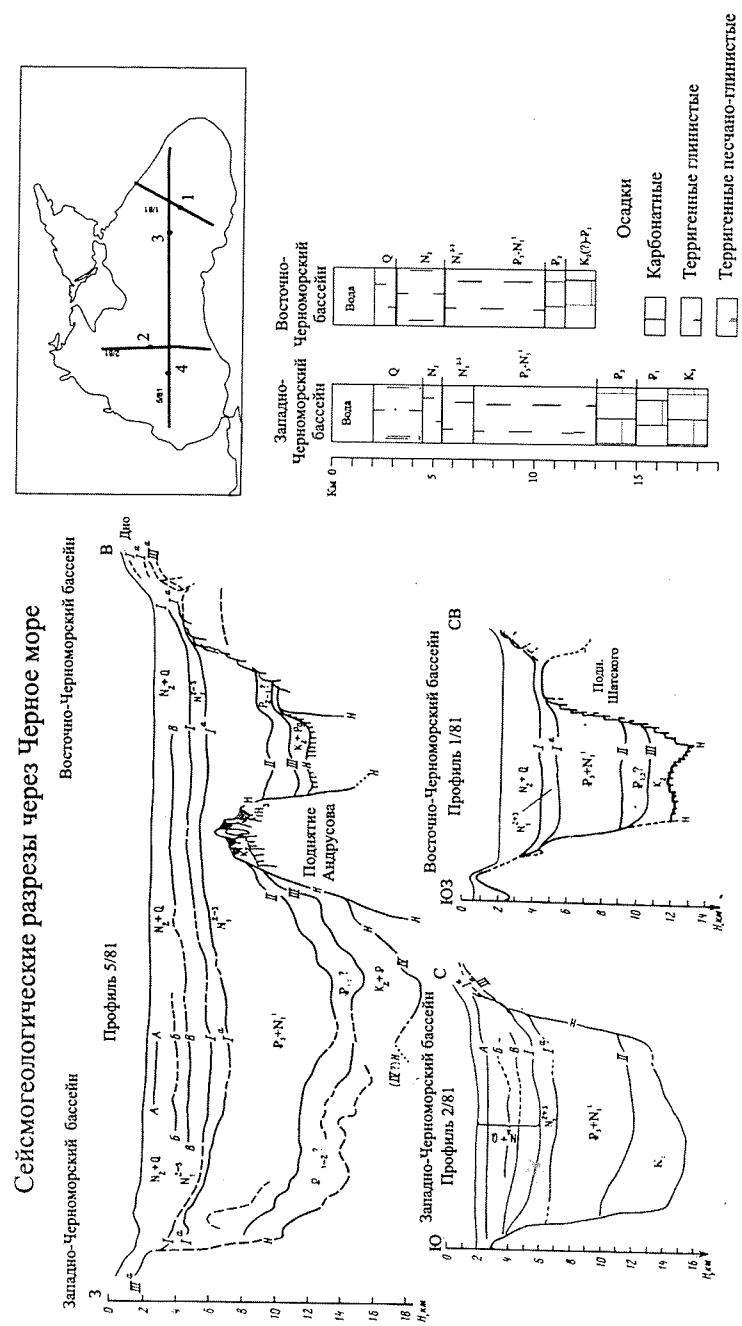


Рис. 7.2. Разрезы Черноморской впадины (по [Белоусов, Вольвовский, 1989], с изменениями и дополнениями) и положение профилей и псевдоскважин, для которых приводится моделирование истории погружения

Средне-позднемиоценовые отложения также, вероятно, имеют глинистый состав. Их мощность изменяется от 1 до 3 км. Самый молодой – плиоцен-четвертичный комплекс – тоже сложен преимущественно глинами, его мощность во внутренних частях бассейна достигает 2–3,5 км [Иванов, 1999; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Все осадочные комплексы от мелового до плиоцен-четвертичного имеют практически горизонтальное залегание без заметных признаков деформаций (кроме некоторых краевых частей бассейна).

Тектоническое положение Черноморского бассейна

Анализу тектонической структуры Черноморского региона в последние годы было посвящено большое количество работ [Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985; Banks, Robinson, 1997; Dercourt et al., 1993; Dixon & Robertson, 1996; Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Robinson et al., 1996; Stampfli et al., 2000; Ustaömer & Robertson, 1997; Yilmaz et al., 1997; Ziegler, 1990 и др.].

По обрамлению Черноморской впадины выделяются следующие разновозрастные тектонические элементы (см. рис. 7.1). С севера впадина ограничена Скифской платформой и орогенными сооружениями Южного Крыма и Большого Кавказа. Скифская платформа имеет позднегерцинский фундамент, испытавший последующие деформации в позднем триасе–начале ранней юры [Милановский, 1991; Муратов, 1969; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 2000]. В Южно-Крымском орогене главные фазы деформаций произошли в предбайосское, предкелловейское и берриасское время. Большекавказский ороген сформировался в позднем кайнозое в результате закрытия позднеюрско-эоценового задугового бассейна южного склона Большого Кавказа, который развивался на сильно утоненной континентальной коре [Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Ershov et al., 1999].

К западу от Черноморской впадины располагаются ороген Северной Добруджи, Мезийская платформа, складчатый пояс Балканид, пояс Странжа и Родопский массив. Северо-Добруджинский ороген имеет герцинский фундамент. Начиная с конца перми(?) и в триасовое время в его пределах развивался рифтовый бассейн, который перед келловеем, а так же на рубеже юры и мела, или, возможно, в неокоме испытал складчатые деформации [Banks, 1997; Nikishin et al., 2000; Nikishin, Seghedí et al., 2000; Seghedí, 2000]. Мезийская платформа имеет докембрийский фундамент. В фанерозое основные деформации платформа испытала в

позднем палеозое [Banks, 1997; Okay et al., 1994]. Складчато-надвиговый пояс Балканид сформировался в кайнозое [Banks, 1997]. Орогенический пояс Странжа возник в неокоме [Banks, 1997; Okay et al., 1994]. Массив Родопы, фундамент которого сложен породами докембрия и палеозоя, испытал деформации и метаморфизм в позднем палеозое, а также в мезозое: в предсеноманское или даже в предмастрихтское время [Banks, 1997; Burg et al., 1997].

По южному обрамлению Черноморской котловины располагаются зоны Западных, Центральных и Восточных Понтид. Западные Понтиды (или зона Стамбул) имеют фундамент сходный с фундаментом Мезийской платформы [Banks & Robinson, 1997; Okay et al., 1994]. Зона Центральных Понтид сложена двумя комплексами: раннетриасовым(?) офиолитовым (возраст пород, слагающих этот комплекс, окончательно не установлен) и триасово-среднеюрским нерасчлененным турбидитовым (флишевым). Подобно Горному Крыму, зона Центральных Понтид во время предкелловейской орогении подверглась складчато-надвиговым деформациям [Ustaömer & Robertson, 1997]. Зона Восточные Понтиды имеет позднепалеозойский фундамент [Okay & Sahintürk, 1997], здесь, как и в Горном Крыму и на Большом Кавказе [Nikishin et al., 2000], проявился ааленско-предбайосский орогенез [Robertson, & Grasso, 1995].

К востоку от Черноморской впадины расположены Аджаро-Триалетская зона и Дзирульский массив. Аджаро-Триалетская зона представляет собой меловую вулканическую дугу, заложившуюся на позднепалеозойском(?) фундаменте. Вдоль нее в эоцене образовался рифт, закрывшийся уже в олигоцене [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980; Nikishin et al., 2000]. Массив Дзирула имеет плохо изученный докембрийский фундамент. В позднем палеозое он был вовлечен в орогению и подвергся складчатым деформациям, которые сопровождались интенсивным гранитоидным магматизмом [Милановский, 1991].

Внутри Черноморской котловины выделяются два поднятия: Шатского и Андрусова. Поднятие Шатского является вероятным продолжением Дзирульского массива. Поднятие Андрусова также, возможно, имеет фундамент, подобный фундаменту поднятия Шатского.

Важным элементом в структуре обрамления Черноморской впадины является меловой вулканический пояс Среднегорье–Понтиды–Аджаро-Триалеты–Карабах [Лордкипанидзе, 1980; Никишин и др., 1997; Banks & Robinson, 1997; Barka & Reilinger, 1997; Dercourt et al., 1993; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Stampfli et al., 2000; Zonenshain & Le Pichon, 1986]. Хронология его развития изучена пока недостаточно детально, но установлено, что Аджаро-Триалетский сегмент вулканиче-

ской дуги был активен с апта по турон, а слабые вулканические проявления в нем имели место вплоть до кампана [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980]. В Понтидах активность вулканического пояса продолжалась с сеномана(?)—коньяка до кампана, а слабые вулканические проявления читаются и в отложениях маастрихта [Görür et al., 1993; Okay & Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997]. Не исключено, что слабый вулканизм в полосе Понтид проявился уже в апте—альбе [Görür et al., 1993]. Вулканическая дуга Среднегорья в Болгарии начала формироваться с сеномана и продолжала активно развиваться до маастрихта. Максимум вулканизма пришелся на сенон [Белоусов, Вольвовский, 1989; Okay et al., 1994].

На северном борту Западно-Черноморской впадины, к юго-западу от Севастополя, в результате подводных исследований был открыт пояс меловых вулканических пород, обнажающихся на континентальном склоне [Шнюков и др., 1997]. Геохимия вулканитов указывает на их островодужный характер. Абсолютные значения возраста, полученные калий-аргоновым методом, варьируют от 150 до 100 и даже 65 млн. лет [Шнюков и др., 1997].

Позднемезозойские вулканогенные образования широко представлены в Степном Крыму, на Керченском полуострове, в азовской и одесской областях Черноморского шельфа [Улановская, Воронов, 1995]. Возраст этих пород исследователями трактуется неоднозначно — от апта до сеномана, но большинство полагают, что максимум вулканической активности пришелся на альб, а точнее на его окончание. По составу это дациты, базальты, диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириты, лавовые брекчии, различные туфы.

Обращает на себя внимание характер распространения раннемеловых вулканогенных образований в чехле Скифской платформы. Они всецело тяготеют к северочерноморскому шельфу и сопредельным областям, что позволяет связывать их образование с историей формирования Черноморской котловины [Болотов, 1999].

В Горном Крыму также хорошо известны средне-позднеальбские вулканогенные породы. Можно предполагать, что Западно-Черноморский бассейн образовался при расколе примерно вдоль оси альбской вулканической дуги в процессе рифтогенеза.

Вокруг Черноморской впадины выделено большое количество апт-альбских рифтовых бассейнов [Муратов, 1969; Никишин и др., 1997; Görür et al., 1993; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson & Kerusov, 1997; Yilmaz et al., 1997]: Белогорский аптско-альбский бассейн, Салгирский грабен [Бызова, 1981; Муратов, 1969], Каркинитский грабен, грабен Штормовая, Альминский грабен (Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000).

В Западном Предкавказье располагается Кубанская депрессия. Начало ее активного погружения приходится на ранний мел, она продолжала интенсивно погружаться в альбе, а, возможно, и в раннем сеномане. Этот процесс сопровождался базальтовым и андезитовым вулканизмом, проявившемся вдоль ее северо-западного борта — армавирский вулканический комплекс [Болотов, 1996; Болотов, 1999; Корнев, 1965; Сократов, 1960].

В Западных и Центральных Понтидах также выделена система аптско-альбских рифтовых бассейнов, выполненных обломочными отложениями с гравитационной олистостромой [Görür et al., 1993; Robinson & Kerusov, 1997]. Вдоль оси трога южного склона Большого Кавказа известен альбско-сеноманский базальтовый магматизм, связанный с фазой растяжения [Лордкипанидзе, 1980]. Альбское сирифтовое воздымание известно для Мезийской платформы [Harbury & Cohen, 1997] и Горного Крыма [Nikishin et al., 2000].

Другим важнейшим структурным элементом, используемым для построения палеодинамических реконструкций, являются сутурные зоны. В современной структуре обрамления Черноморского региона офиолитовые сутуры располагаются южнее Понтид. Главная из них — сутура Измир—Анкара — содержит меловые офиолиты и глубоководные осадки с возрастными от нория до сенона; из этого следует вероятность того, что океанический бассейн существовал, по крайней мере, с позднего триаса до сенона [Nikishin et al., 2000; Okay, 1999]. Время полного закрытия океанического бассейна Измир—Анкара корректно пока не установлено, но можно с уверенностью утверждать, что это произошло или в самом конце мела, или в самом начале палеоцена [Yilmaz et al., 1997].

Другая сутура, Интра—Понтиды, разделяет Западные Понтиды (зону Стамбул) на севере и зону Сакарья на юге [Yilmaz et al., 1997]. Возможно, это был меловой микроокеанический бассейн, закрывшийся перед палеоценом [Elmas et al., 1999], но существуют данные, свидетельствующие и о ее возможном закрытии в неокоме или на рубеже юры и мела [Okay, 1999].

Хронология событий и кинематическая модель раскрытия Черноморской впадины

Многие авторы считают, что Черноморская впадина является мел-палеогеновым задуговым бассейном [Никишин, Коротаев, 2000; Dercourt et al., 1993; Görür, 1988; Nikishin et al., 1998; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Наша модель раскрытия Черноморского бассейна приведена в работах [Nikishin et al., 2003; Никишин и др., 2001]. Реконструкция для не-

окома частично совпадает с более ранними моделями многих исследователей [Okay et al., 1994; Robinson & Kerusov, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986] и является развитием и уточнением наших предыдущих построений [Никишин и др., 1997; Никишин, Коротаев, 2000; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000]. В своих построениях мы «разворачивали» массив Родопы против часовой стрелки более чем на 12 градусов, так как современные палеомагнитные данные показывают, что этот массив поворачивался по часовой стрелке, начиная с середины олигоцена [Dimitriadis et al., 1998]. С учетом этого наилучший вариант раскрытия Черноморских бассейнов представляется посредством правостороннего сдвига между Западными Понтидами и массивами Родопы–Фракия. При таком движении всех Понтид на юго-запад (здесь и далее все ориентировки по сторонам света даны в современных координатах) можно примерно синхронно раскрыть и Западно- и Восточно-Черноморский бассейны (или сразу один за другим). Наша кинематическая модель показывает, что раскрытие обоих черноморских бассейнов происходило в единой геодинамической обстановке в ходе единой, в целом, тектонической фазы.

Время раскрытия Черноморской впадины, как уже было сказано выше, также остается предметом дискуссий. В целом, считается, что Черноморская впадина образовалась в мелу–палеоцене или даже в эоцене [Лордкипанидзе, 1980; Никишин и др., 1997; Никишин, Коротаев, 2000; Dercourt et al., 1993; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Мы предполагаем, что наиболее благоприятное время для раскрытия обоих черноморских бассейнов – это сеноман–коньяк [Никишин и др., 2001; Nikishin et al., 2003]. В сеноне–палеоцене Черноморская впадина находилась в целом в обстановке сжатия и максимум компрессии приходился на маастрихт–палеоцен.

Эоценовая история Черноморского региона

В эоцене в Закавказском регионе и в Понтидах доминировала обстановка растяжения [Nikishin et al., 2000; Yilmaz et al., 1997]. В позднем мелу–палеоцене Аджаро-Триалетский бассейн испытал погружение примерно вдоль оси апт-туронского Закавказского магматического пояса. В образовавшемся бассейне активно накапливались карбонатные турбидиты. В эоцене бассейн испытал новую фазу погружения, которая сопровождалась крупномасштабным базальтовым, щелочно-базальтовым и андезитовым вулканизмом и накоплением вулканокластических турбидитов. Пик вулканической активности был в среднем эоцене.

Мощность эоценовых отложений достигает 3–5 км [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980]. Начиная с позднего эоцена, данный бассейн испытывает сжатие, которое в неогене привело к формированию на его месте складчато-надвигового пояса [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Banks & Robinson, 1997; Robinson, 1997]. На западе этот надвиговой пояс переходит в северное ограничение Восточных Понтид.

Эоценовая рифтовая фаза также проявилась в виде среднеэоценового коллапса и растяжения орогена Восточных Понтид. В течение этого времени происходило накопление морских вулканокластических серий осадков [Okay & Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997]. Среднеэоценовая фаза растяжения широко проявилась в Турции, за ней последовала олигоценовая фаза регионального сжатия [Yilmaz et al., 1997].

На Балканах в Болгарии надвигание Балканид на Западно-Черноморскую впадину происходило в среднем–позднем эоцене, что привело к формированию краевого прогиба Камчия [Sinclair et al., 1997].

Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского региона

Олигоцен-четвертичный этап тектонической истории Черноморского региона отражен в работах многих исследователей [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985; Ershov et al., 1998; Ershov et al., 1999; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Nikishin et al., 2003; Robinson, 1997 и др.]. Это время характеризуется полифазной компрессией региона, вызванной коллизией Аравийской плиты с южной окраиной Евразии [Dercourt et al., 1993]. На сегодняшний момент общая последовательность событий в истории развития Черноморской области в олигоцен-четвертичное время достаточно хорошо изучена. В конце эоцена начал закрываться трог Южного Склона Большого Кавказа, что было связано с пододвиганием его коры под Скифскую платформу. Этот процесс продолжался вплоть до конца раннего миоцена. Со среднего миоцена началась (и продолжается до настоящего времени) асинхронная коллизия бортов трога, сопровождавшаяся общей складчатостью и надвигообразованием, что уже в конце среднего миоцена привело к росту горного сооружения Большого Кавказа [Короновский, Демина, 1999; Милановский, 1991; Ershov et al., 1999]; крупномасштабное воздымание гор началось с позднего сармата (около 11 млн. лет назад).

В олигоцене начал погружаться Туапсинский краевой прогиб, располагающийся между Большим Кавказом и Черным морем. Его погружение контролировалось формированием надвигового пояса [Туго-

лесов и др., 1985; Robinson, 1997]. Одновременно с началом формирования Туапсинского прогиба, т.е. с олигоцена, области Закавказье и Турции были вовлечены в региональное воздымание, но ускорение общего воздымания также началось примерно с позднего сармата. С этого же времени в орогеническом поясе в Кавказско-Турецкой области начался крупномасштабный синорогенный базальтовый, андезитовый и кислый вулканизм [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Yilmaz et al., 1997]. Можно предположить, что утолщение коры и ее разогрев в Кавказско-Турецком регионе начались с позднего сармата и этот процесс длится приблизительно последние 11 млн. лет.

Данные сейсмических профилей показывают, что имеется складчато-надвиговый пояс между Понтидами и Черноморской впадиной [Туголесов и др., 1985; Robinson, 1997]. Время этих деформаций плохо датировано, но, по крайней мере, плиоценовые осадки местами деформированы [Robinson et al., 1995]; вероятно, деформации сжатия начались с олигоцена (но мы не исключаем и сенон-палеоценовые складчато-надвиговые деформации).

Несколько инверсионных структур известны на одесской части Северочерноморского шельфа и в северном Крыму [Муратов, 1969; Туголесов и др., 1985; Robinson & Kerusov, 1997]. Главные фазы деформаций в этих структурах проявились, в основном, в предсреднемиоценовое время, но полифазные деформации сжатия начались, вероятно, еще с позднего эоцена [Robinson & Kerusov, 1997].

В Болгарии в Родопях в конце эоцена и в олигоцене имела место обстановка растяжения. К этому времени относятся интенсивные проявления вулканизма известково-щелочной и шошонитовой серий (37–25,5 млн. лет назад) [Yanev & Bardintzeff, 1997], сопровождавшиеся эксгумацией метаморфических пород (37–35 млн. лет назад). В период 22–19 млн. лет назад в Родопско-Мезийском регионе проявилась фаза базанитового вулканизма [Yanev & Bardintzeff, 1997]. Эти данные убедительно свидетельствуют, что с конца эоцена до раннего миоцена Болгарский регион находился в обстановке растяжения.

Между Горным Крымом и Черноморской впадиной, примерно вдоль нижней части континентального склона, располагается краевой прогиб Сорокина [Иванов, 1999; Туголесов и др., 1985]. Он выполнен отложениями олигоцена–нижнего миоцена (около 5 км), среднемиоцено-плиоцена (несколько сотен метров) и четвертичными осадками (2–3 км). Прогиб осложнен складчато-надвиговой структурой и глиняным диапиризмом. Горный Крым в течение, по крайней мере, позднего мелазоцена регулярно перекрывался морскими осадками (это вытекает из анализа распределения сохранившихся фаций по нашим данным и из-

вестным сводкам [Муратов, 1969]). Кроме того, известно, что, начиная с олигоцена, Горный Крым стал медленно воздыматься [Муратов, 1969], и скорость этого воздымания во времени, в среднем, возрастала. Современный Горный Крым имеет кору толщиной порядка 50 км. Кора такой толщины обладает высокой плавучестью и явно не может перекрываться морскими относительно глубоководными осадками. Значит, до олигоцена в Горном Крыму была нормальная континентальная кора, толщина которой была порядка 40 км – «стандартная» для Степного Крыма. Можно предположить, что за олигоцен-четвертичное время толщина коры Горного Крыма возросла на 10 км. Наиболее простым объяснением этого факта может служить предположение, что кора Черного моря пододвинута под Горный Крым. В зоне поддвига сформировался краевой прогиб Сорокина. Коллизионная тектоника вдоль сутуры Измир–Анкара продолжалась до позднего миоцена [Bozkurt & Satir, 1999]. Левосторонние сдвиговые смещения вдоль Северо-Анатолийского разлома начались с конца миоцена [Robertson, & Grasso, 1995; Yilmaz et al., 1997] с общим смещением около 50 км [Yilmaz et al., 1997].

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что, начиная с конца эоцена–начала олигоцена, в Черноморском регионе преобладала обстановка общего сжатия. Только в Родопском регионе имела место обстановка растяжения. Общий подъем современных гор (и их предполагаемое коровое утолщение) начался вокруг Черного моря около 11 млн. лет назад, т.е. в позднем сармате. Этот подъем сопровождался крупномасштабным вулканизмом и коровым разогревом, что могло быть связано с окончательным отрывом субдуцированного литосферного слэба и литосферных корней после завершения субдукции литосферы океана Тетис и синколлизионного утолщения литосферы орогенов [Никишин и др., 1999]. Такой вывод подтверждается новейшими данными по сейсмотомографии региона: например, на сейсмотомографических профилях под Большим Кавказом «виден» отрыв нижней части бывшей литосферы и отрыв субдуцированных фрагментов литосферы между Кипром и Загросом [Brunet et al., 2000].

Реконструкция истории погружения Черноморской впадины

Для компьютерного моделирования истории погружения Черноморской впадины мы использовали стандартные процедуры backstripping-анализа [Stackler & Watts, 1978; Ершов, 1997; Коротаев, 1998]. Двухмерные модели были построены на основе геологических разрезов, полученных при интерпретации региональных сейсмических профилей

(профили № 1/81, 2/81 [Белоусов, Вольвовский, 1989]). Одномерное моделирование проводилось по так называемым псевдоскважинам – интерпретация разреза сейсмического профиля в конкретной точке. Результаты моделирования показаны на рисунках 7.3 и 7.4.

Одна из основных проблем при моделировании – это восстановление палеоглубин бассейна, тем более что глубины Черноморского бассейна в ходе его эволюции составляли первые километры. Пока нет корректных данных по истории палеоглубин Черного моря. Главный источник информации – это интерпретация сейсмических профилей. Такая интерпретация показывает, что в доолигоценое время глубоководный бассейн уже существовал, так как отчетливо распознаются доолигоценые пассивные окраины [Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Как уже было сказано выше, мы предполагаем, что рифтинг в Черноморской впадине имел место в апте–альбе, а спрединг океанической коры и (или) крупномасштабное утонение континентальной коры были в сеномане–коньяке. Если обратиться к современным формирующимся задуговым бассейнам с небольшими участками океанической коры, например, Тирренскому морю, то известно, что такие бассейны имеют глубины около 3–3,5 км. Мы предполагаем, что сенонско–эоценовая Черноморская впадина была подобна современной Алжиро–Прованской с глубинами около 2,5–3 км и возрастом коры порядка 25 млн. лет.

Нет корректных данных об изменении палеоглубин Черного моря в олигоцен–четвертичное время. Но современные грязевые вулканы на дне Черного моря выносят пелагические олигоценовые глины [Иванов, 1999]. Данные по палеоканьонам на пассивных окраинах и данные по истории шельфов указывают на отсутствие значительных (больше нескольких сотен метров) колебаний уровня моря. Таким образом, мы предполагаем, что в олигоцене–неогене палеоглубины Черного моря были близки к современным. Однако надо заметить, что крупный вероятный эпизод понижения уровня Черного моря на первые сотни метров произошел в конце миоцена–начале плиоцене (около 6,5–5,0 млн. лет назад) [Милановский, 1968; Ershov et al., 1998; Jones & Simmons, 1997]. Это падение уровня было, возможно, связано с т.н. Мессинским кризисом, когда произошел разрыв связи Западного Паратетиса с Мировым океаном [Чумаков, 1993]. Это повлекло за собой разрыв связей между отдельными бассейнами Паратетиса, одним из которых был Эвксинский (Черноморский).

При одномерном моделировании истории погружения выделяют следующие три стадии (рис. 7.5): 1) Поздний мел–эоцен (97–36 млн. лет назад). Глубина бассейна к концу стадии составляла 2,5 км, величина тектонического погружения (каким бы было погружение, если бы вес

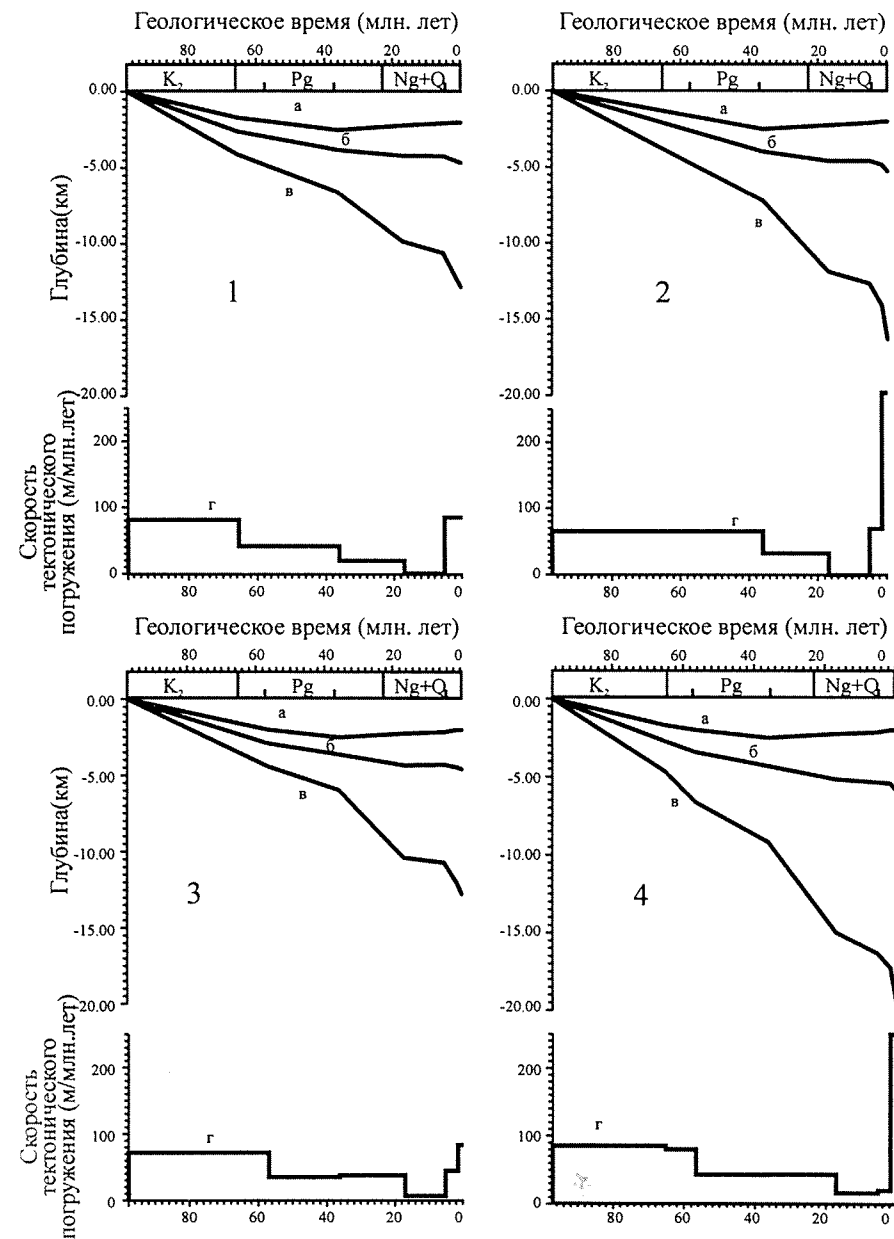


Рис. 7.3. Результаты одномерного моделирования истории погружения Черноморской впадины

Расположение псевдоскважин показано на рис. 7.2

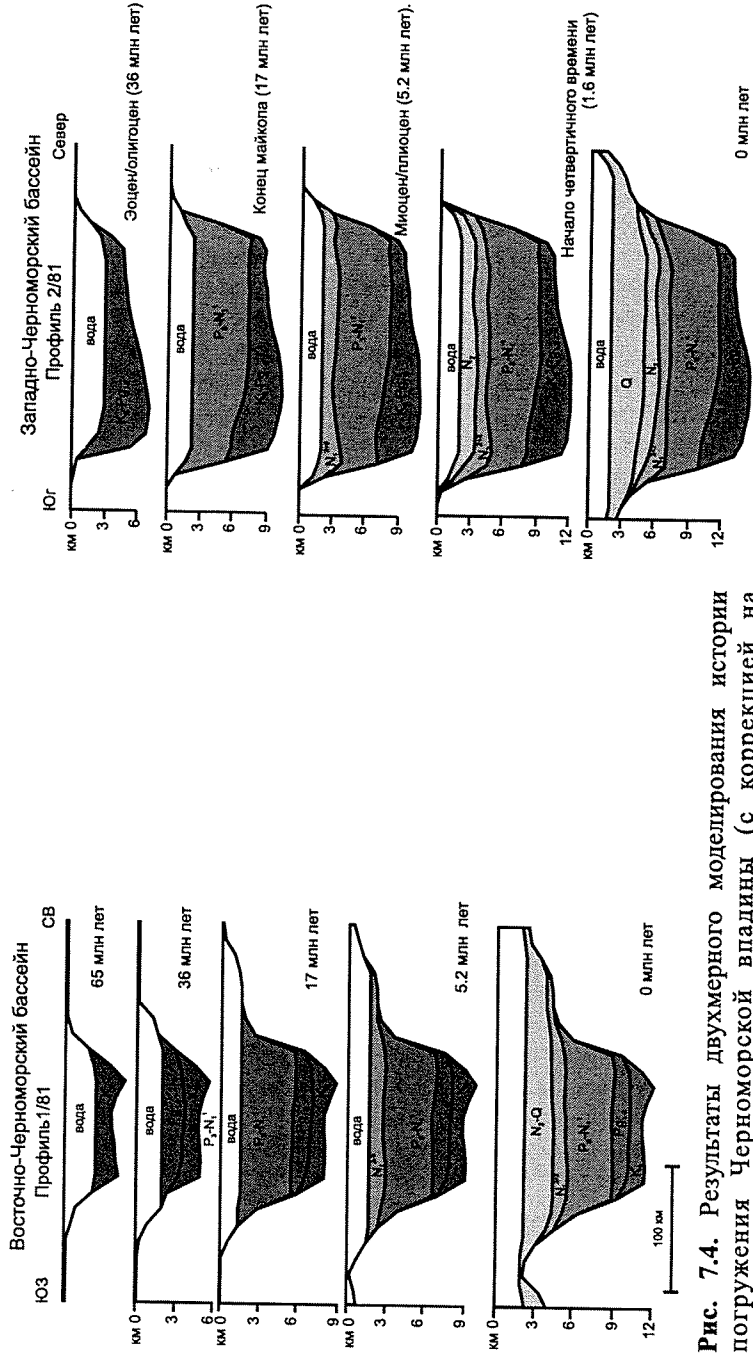


Рис. 7.4. Результаты двумерного моделирования истории погружения Черноморской впадины (с коррекцией на декомпрессию и палеоглубины)

Положение профилей показано на рис. 7.2

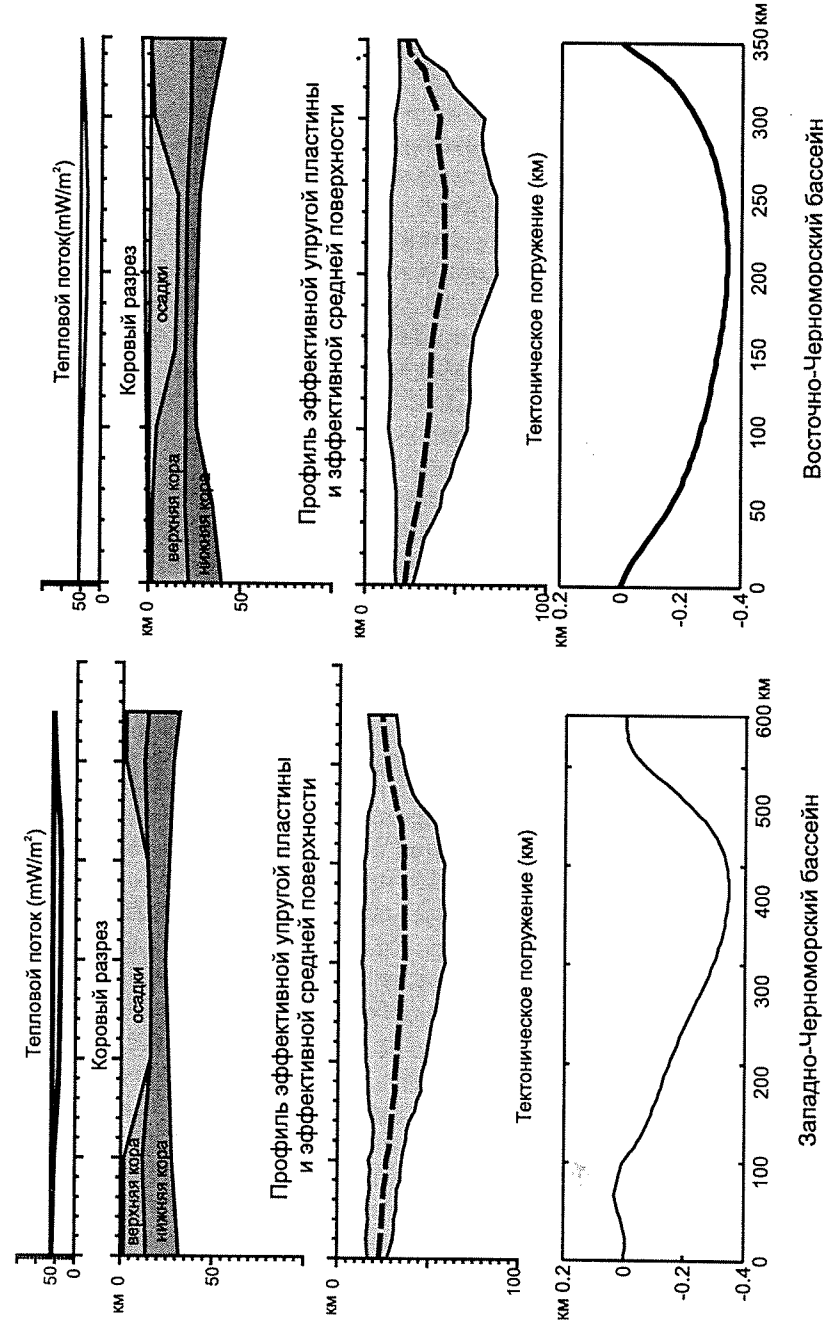


Рис. 7.5. Геологическая модель и модель синкомпрессионного вдавливания для Черного моря

осадков и воды были равны нулю [Ершов, 1997]) в Западно-Черноморском бассейне – 4,3 км, а в Восточно-Черноморском – 3,8 км, скорость тектонического погружения достигала 70–80 метров в миллион лет. 2) Оligоцен–миоцен (36–5,2 млн. лет назад). Глубина бассейна сократилась с 2,5 до 2,25 км, величина тектонического погружения в Западно-Черноморском бассейне составила 0,6 км, а в Восточно-Черноморском – 0,4 км, скорость тектонического погружения достигала 20–30 метров в миллион лет. 3) Плиоцен–четвертичное время (5,2–0 млн. лет назад). Глубина бассейна сопоставима с современной глубиной – 2,0–2,2 км, величина тектонического погружения – 0,45–0,5 км в обоих бассейнах, скорость тектонического погружения достигала 85 метров в миллион лет.

Наше моделирование, как и результаты предыдущих работ [Артюшков, 1993; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1997], показали, что ускорение погружения фундамента Черноморского бассейна произошло в плиоцен–четвертичное время.

Моделирование продемонстрировало, что в олигоцене не было ускорения тектонического погружения фундамента, значительные мощности объясняются крупномасштабным ускорением скорости седиментации в связи с началом роста горных сооружений вокруг Черного моря.

Для объяснения быстрого плиоцен–четвертичного погружения бассейна мы привлекаем модель синкомпрессионного вдавливания литосферы.

Модель синкомпрессионного изгиба литосферы

Быстрое погружение бассейна произошло одновременно с нарастанием сжатия и орогенезом на границах. Мы предлагаем объяснить быстрое синкомпрессионное погружение упругой редакцией литосферы Черноморского бассейна на возрастание напряжений сжатия [Коротаев, 1998; Nikishin et al., 2003]. Такой механизм предлагался для объяснения быстрых фаз погружения в Северном море [Kooi et al., 1991], неотектонических движений в Баренцевом море [Коротаев, 1998]. Основной идеей предложенного механизма является упругий отклик реологически неоднородной литосферы на приложенную горизонтальную силу. Механические свойства литосферы в первом приближении могут быть описаны в рамках модели упругой плиты. Механически эквивалентная литосфере упругая плита, т.е. такая плита, которая реагирует на приложенные вертикальные и горизонтальные нагрузки, так же, как и литосфера, задается двумя параметрами: величиной эффективной упругой толщины (ЭУТ) и положением эффективной средней поверхности (ЭСП) [Ershov, 1999]. И ЭУТ и ЭСП зависят от термального режима и структуры коры

[Ershov, 1999]. Величина ЭУТ определяет, в основном, отклик литосферы на вертикальные нагрузки, в то время как пространственная конфигурация ЭСП контролирует реакцию литосферы по отношению к горизонтальным нагрузкам. Отклонения ЭСП от плоскости с соответствующей длиной волны (которая зависит от величины ЭУТ) усиливаются при приложении горизонтальных сжимающих сил [Ershov, 1999]. Значительные отклонения ЭСП могут быть созданы не только за счет деформации, но и в результате изменения термального режима и коровой структуры.

Литосфера исследуемого региона имеет значительную неоднородность, как структурную, так и термальную. Предполагается, что в центре бассейна океаническая литосфера относительно холодная и жесткая. В то же время, недавние орогены, развивающиеся по границам бассейна (Кавказ, Понтиды), имеют реологически слабую литосферу. Мы использовали алгоритм, предложенный А.В.Ершовым [Ershov, 1999], чтобы рассчитать конфигурацию эквивалентной упругой плиты (ЭУТ и ЭСП) для меридионального разреза через центр бассейна. Упругая плита, механически эквивалентная литосфере Черного моря, изогнута вниз в центральной части бассейна. Сжимающая сила величиной 10^{13} Н/м вызывает погружение с максимальной амплитудой около 0,4 км в центре бассейна (см. рис. 7.5). Такая амплитуда соответствует результатам реконструкции истории погружения Черноморского бассейна. Профиль расчетного погружения также соответствует полученному из реконструкции. Таким образом, численный расчет свидетельствует о принципиальной возможности предложенного механизма.

Выводы

1. Западно- и Восточно-Черноморский бассейны возникли при расколе раннеальбской вулканической дуги. Глубоководные бассейны образовывались при значительном вытягивании континентальной коры и (или) локальном спрединге океанической коры в сеномане–коньяке в обстановке задугового растяжения, которая возникла при откатывании на юг субдукционной системы Понтид. Западночерноморско-Саросский разлом был, вероятно, главным сдвигом, контролировавшим раскрытие черноморских бассейнов.

2. В сеноне–палеоцене Черноморская впадина находилась в основном в обстановках сжатия, а в эоцене преобладали условия растяжения в связи с коллапсом орогенов в Турции.

3. С конца эоцена преобладают обстановки сжатия (за исключением Родопско-Мезийского района).

4. Результаты динамического моделирования показали, что фазу плиоцен-четвертичного быстрого погружения Черноморской впадины можно объяснить вдавливанием его литосферы вниз под воздействием региональных сил сжатия.

Южнокаспийский бассейн

Глубоководная впадина Южного Каспия расположена на юге Каспийского моря к югу от Восточно-Европейской равнины. С запада она граничит с Кавказом и Куринской низменностью, с востока – с Туркменской низменностью, с юга – с горами Эльбурс, северная граница Южно-Каспийского бассейна проводится по Апшеронскому подводному порогу. Современное Каспийское море имеет площадь 378 тыс. км². Глубина моря резко неоднородна – на севере Каспийское море мелководное и его глубины не превышают 200 метров, к центральной части и к югу Каспийское море резко углубляется (центр – 500 метров, юг – 925 метров).

Тепловое поле Южного Каспия характеризуется как невысокими значениями, так и аномально низким градиентом. Значения теплового потока в пределах Южно-Каспийской впадины не превышают 30–40 мВт/м². Вероятно, значение теплового потока сильно понижено за счет экранировки его мощной толщей осадочных пород [Старостенко, Вольвовский, 1996].

Мощность осадочного чехла Южного Каспия достигает 22 км [Мамедов, 1992]. Мощности верхней коры в регионе не превышают 5–10 км, более того, на большей части региона верхняя кора отсутствует [Крылов, 1987; Лебедев, 1990]. Мощности верхней коры закономерно уменьшаются с севера на юг вплоть до 0. Скорости прохождения сейсмических волн в породах верхнего слоя коры 5,5–6,0 км/с.

Граница подошвы нижнего слоя коры (граница Мохоровичича) выделяется по границе сейсмических скоростей 7,9–8,0 км/с. В центральной и южной частях впадины нижняя кора непосредственно подстилает осадки. Мощность нижней коры составляет около 10 км.

Предполагается, что Южно-Каспийский бассейн был образован в поздней юре за счет задугового растяжения [Berberian, 1983; Nikishin et al., 2001; Zonenshain & Le Pichon, 1986; Brunet et al., 2003; Коротаев и др., 2003]. Структура чехла известна в большей степени по сейсмическим данным. В целом, в чехле Южного Каспия выделяются 9 предполагаемых сейсмических комплексов: юрский, карбонатный, до 1 км; меловой, терригенно-карбонатный, 3 км; палеоцен-эоценовый, терригенно-карбонатный, до 1,5 км; олигоцен-раннемиоценовый, терригенный, 2–3 км;

средне-верхне-миоценовый, терригенный, 2–3 км; ранний плиоцен (продуктивная серия), песчано-глинистые отложения, 6–8 км; поздний плиоцен-терригенные отложения, 2 км; четвертичные отложения, 2 км [Мамедов, 1992].

Современные стрессовые поля, полученные из структурных данных, данных землетрясений и измерений спутниковой навигации показывают обстановку сжатия в Южном Каспии [Pristley et al., 1994; Копп, 1991]. Сжатие вызвано движением на север Аравийской плиты со скоростью 1,8 см/год [Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Стандартная модель пострифтового термального погружения не может объяснить быстрого плиоцен-четвертичного погружения Южно-Каспийского бассейна [Коротаев, 1998]. В это время регион находился в обстановке регионального сжатия, поэтому для объяснения привлекается механизм синкомпрессионного вдавливания литосферы.

Тектоническое положение Южно-Каспийского бассейна

Геологическое строение Южно-Каспийского бассейна подробно рассмотрено в [Максимов, 1992; Dercourt et al., 1993; Dercourt et al., 1986; Dixon and Robertson, 1996; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a; Nikishin et al., 2001].

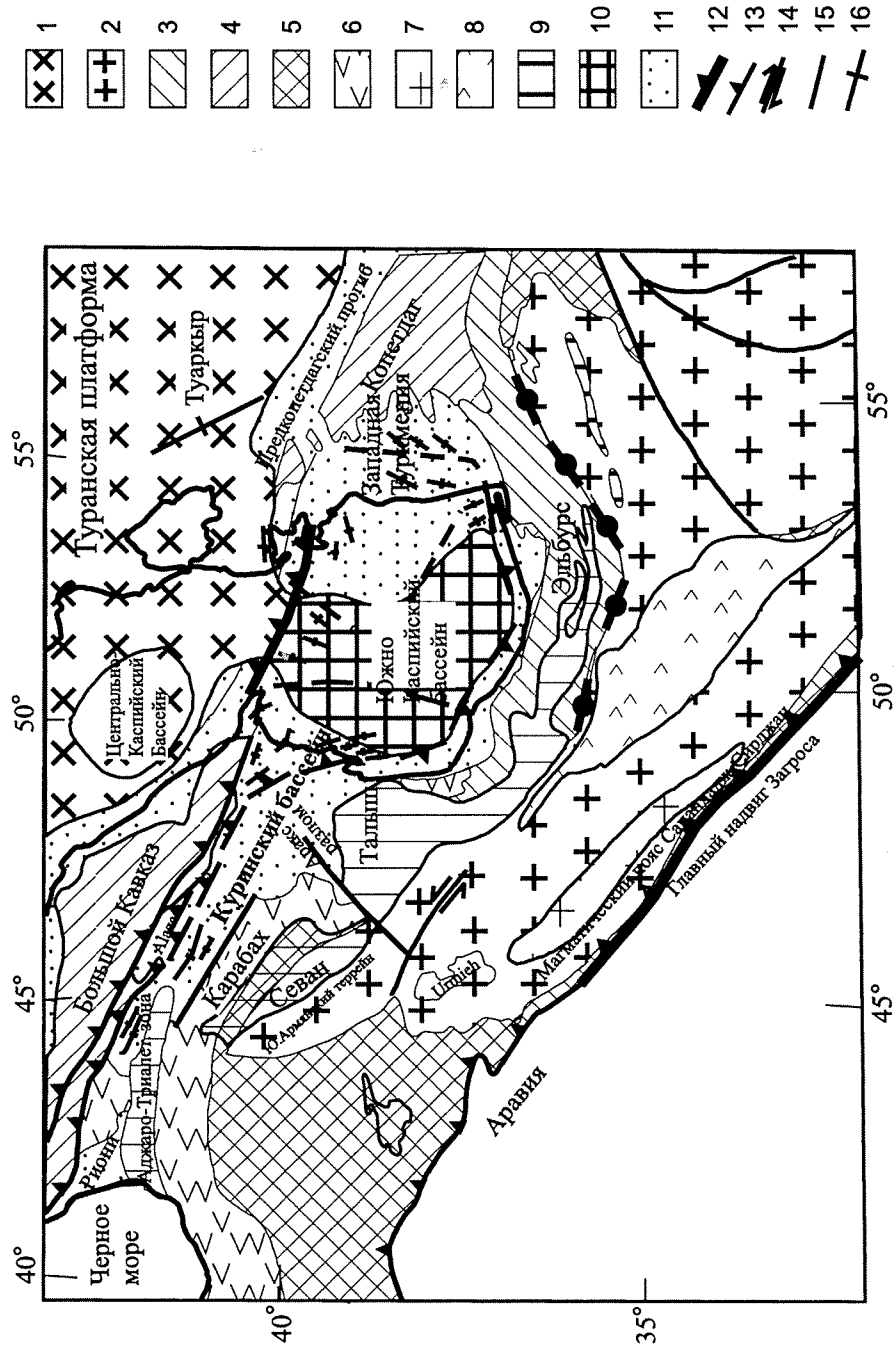
Южно-Каспийский бассейн окружен следующими разновозрастными геологическими образованиями (рис. 7.6).

1. Скифская платформа к северу от Большого Кавказа с позднепалеозойским фундаментом, также деформированным на границе триаса и юры [Белов, 1981; Милановский, 1991; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a].

2. Туранская платформа к северо-востоку от Южно-Каспийского бассейна с позднепалеозойским фундаментом, также деформированным на границе триаса и юры [Милановский, 1991; Максимов, 1992].

3. Ороген Большого Кавказа, сформировавшийся в результате закрытия юрско-эоценового задугового бассейна с позднего эоцена до настоящего времени [Милановский, 1991; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a].

4. Терско-Каспийский молассовый предгорный прогиб к северу от Большого Кавказа [Короновский и др., 1990; Короновский и др., 1997; Милановский, 1991; Ershov et al., 1999, Ershov et al., 1998]. В средней юре он был предгорным прогибом для мезозойского орогена Большого Кавказа, в келловее-оксфорде – шельфовой территорией для трога Большого Кавказа с усилением погружения в мелу-эоцене, с конца позднего эоцена-олигоцена Терско-Каспийский бассейн стал предгорным прогибом для альпийского орогена Большого Кавказа.



⇐ Рис. 7.6. Схема тектонического районирования Южно-Каспийского региона

1 – палеозойский фундамент; 2 – Иранские континентальные террейны; 3 – Эльбурс; 4 – Альпийский складчатый пояс – бывшая часть бассейна типа Южно-Каспийского; 5 – мел-кайнозойская аккреционная зона с офиолитами; 6 – юрско-меловая океаническая дуга; 7 – меловая вулканическая дуга; 8 – эоценовая магматическая дуга; 9 – деформированные эоценовые рифтовые бассейны; 10 – Южно-Каспийский бассейн с океанической корой и молассовым заполнением; 11 – олигоцен-четвертичный молассовый бассейн; 12 – зона субдукции; 13 – надвиговый пояс; 14 – сдвиги; 15 – разломы; 16 – антиклинали.

5. Карабахский магматический пояс, расположенный в Закавказье. Он был активен с байоса по поздний мел с максимумом активности в байосе–бате и киммеридже [Nikishin et al., 2001].

6. Вулканическая дуга Восточных Понтидов как западное продолжение Карабахского магматического пояса [Okay and Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997; Nikishin et al., 2001].

7. Куринский бассейн, расположенный на юге от Большого Кавказа. Это предгорный прогиб, заполненный молассовыми отложениями мощностью 5–8 км [Белов, 1981; Милановский, 1991]. Комплекс имеет две части: олигоцен–позднемиоценовую (майкопскую) и среднемиоцен–четвертичную.

8. Аккреционный комплекс мезозойско–кайнозойского возраста с остатками океанической коры, расположенный к югу от Понтиды–Транскавказской магматической дуги.

9. Альпийский ороген Копет-Даг к востоку от Южного Каспия. Ороген Копет-Дага – инвертированный мезозойский бассейн. Орогенция и сжатие начались в конце эоцена–олигоцене [Милановский, 1991; Мамедов, 1992].

10. Ороген Большого Балхана, структура, сходная с Копет-Дагом, продолжение юрско–эоценового бассейна Копет-Дага [Милановский, 1991; Мамедов, 1992].

11. Предкопетдагский молассовый бассейн к северу от Копет-Дага, заполненный олигоцен–четвертичными осадками.

12. Западно-Туркменский бассейн, расположенный к западу от Копет-Дага и являющийся восточной частью Южно-Каспийского бассейна, мощность осадков достигает 10–15 км. Быстрое погружение бассейна началось в позднем олигоцене, синхронно с подъемом Копет-Дага [Мамедов, 1992].

13. Ороген Эльбурса, расположенный к югу от Южного Каспия. Ороген имеет сложную тектоническую структуру, сложен комплексами осадочных и вулканических пород, имеющих возраст от девона до оли-

гоцена, и окончательно сформирован Альпийской орогенцией, начиная с олигоценового возраста [Haghipour, Aghanabati, 1989; Wensink, Varekamp, 1980; Saidi et al., 1998; Berberian, 1983; Berberian & Berberian, 1983].

14. Аджаро-Триалетская зона – меловая вулканическая дуга на позднепалеозойском основании, подвергшаяся эоценовому рифтингу и полной инверсии после эоцена [Карякин, 1989; Nikishin et al., 2001].

15. Эоценовый пояс Севан–Тальш–Южный Эльбурс, представленный, главным образом, эоценовыми вулканитами и вулканокластическими осадками.

16. Магматический пояс Санандаж–Сирджан, расположенный в высоком Загросе, образован, в основном, телами ранне- и позднемеловых (возможно от юрских до палеогеновых) гранитоидов [Haghipour, Aghanabati, 1989; Berberian & Berberian, 1983].

17. Центрально-Иранский эоценовый вулканический пояс, расположенный к северу от Загроса. Известково-щелочной вулканизм пояса связан с субдукцией литосферы Тетиса [Berberian, 1983; Dercourt et al., 1993].

18. Мезозойский офиолитовый комплекс к югу от Копетдага, возможно, являющийся продолжением Севанской офиолитовой зоны.

19. Апшероно-Балханская складчатая зона, ограничивающая Южно-Каспийский бассейн с севера. Зона связывает орогены Большого Кавказа и Копетдага, по сейсмическим данным может быть транспрессионной структурой [Abrams & Narimanov, 1997], но не исключено и ее образование как зоны поддвига южно-каспийской коры на север.

История геологического развития бассейна

Большинством авторов предполагается, что Южный Каспий является мезозойским–палеогеновым задуговым бассейном [Berberian, 1983; Abrams & Narimanov, 1997; Dercourt et al., 1986; Dercourt et al., 1993; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 2001].

Мы предполагаем, что большой задуговой бассейн, включающий трог Большого Кавказа, Южно-Каспийский бассейн и Копет-Дагский бассейн, мог образоваться на утоненной континентальной–океанической коре в келловее–поздней юре [Nikishin et al., 2001; Brunet et al., 2003; Коротаев и др., 2003].

Можно выделить следующие основные этапы тектонической истории Южно-Каспийского бассейна: келловей–поздняя юра, мел–эоцен, олигоцен–миоцен, плиоцен–квартер. Мы предполагаем, что основная эпоха рифтогенеза и растяжения коры с локальным океаническим спредингом происходила с келловее до поздней юры. В это время Копет-Даг

был шельфовым бассейном глубоководного Южно-Каспийского трога, продолжением которого также являлся и трог Большого Кавказа.

С мела по эоцен бассейн испытал слабое термальное пострифтовое погружение, усиленное стрессовыми событиями (события на границе юры–мела, в сеноне–палеоцене, и возможное событие растяжения в эоцене) и заполнялся глубоководными осадками (карбонатами и турбидитами).

В течение олигоцена–миоцена бассейн испытал более быстрое погружение, с преимущественным накоплением глинистых осадков. Начало ускоренного погружения произошло одновременно с началом Альпийской коллизии в регионе. Бывший бассейн Копет-Даг был инвертирован в это время. Трог Большого Кавказа также претерпел инверсию; поддвижение его коры на север, происходившее в течение олигоцена, сменилось нерегулярной коллизией в бывших окраинных частях бассейна в миоцене.

В плиоцен–четвертичное время Южно-Каспийский бассейн испытал очень быстрое погружение, что совпало с поднятием гор Большого Кавказа, Копет-Дага и Эльбурса.

Реконструкция истории погружения

Нами выполнена реконструкция истории погружения бассейна по сводным разрезам (рис. 7.7) и вдоль сейсмического профиля (рис. 7.8) в центральной части Южного Каспия, на основании которой можно выделить основные этапы тектонической истории Южно-Каспийского бассейна: келловей–поздняя юра, мел–эоцен, олигоцен–миоцен, плиоцен–квартер.

Реконструкция выполнена методом backstripping-анализа [Ершов, 1997; Коротаев, 1998]. Законы уплотнения для основных литотипов были рассчитаны на основании скважинных замеров пористости [Bredenhoft et al., 1998]. Они отражают значительно меньшую по сравнению с другими регионами степень уплотнения пород с глубиной. Была использована шкала абсолютного геологического времени из работы [Odin, 1994]. Усреднение амплитуды погружения вдоль профиля позволяет снять влияние латеральных вариаций мощности, возникающих за счет глиняного диапиризма (рис. 7.9).

Одной из главных проблем восстановления истории погружения является проблема корректного учета палеоглубин. Основная эпоха рифтогенеза и растяжения коры с локальным океаническим спредингом в Южном Каспии происходила с келловее до конца юры. В это время Копетдаг был шельфовым бассейном глубоководного Южно-Каспийского

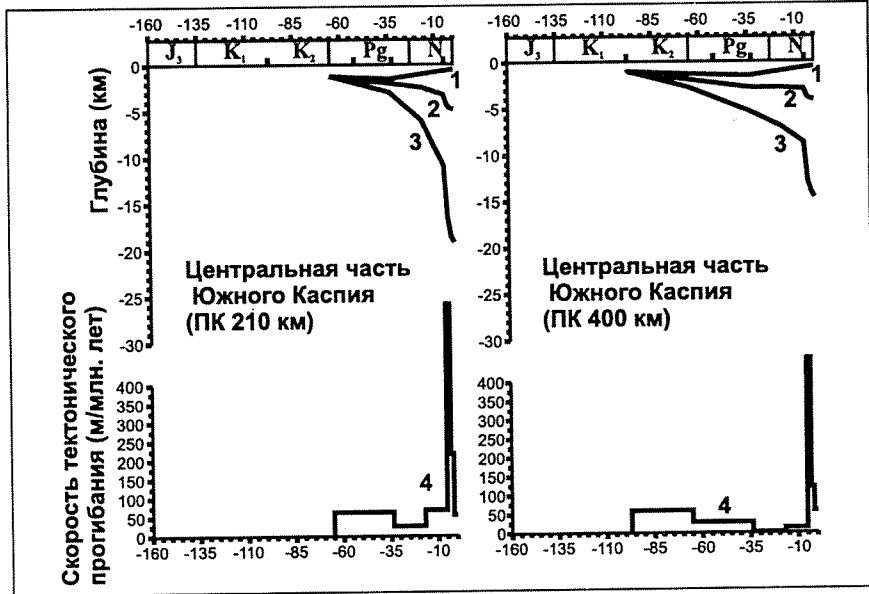
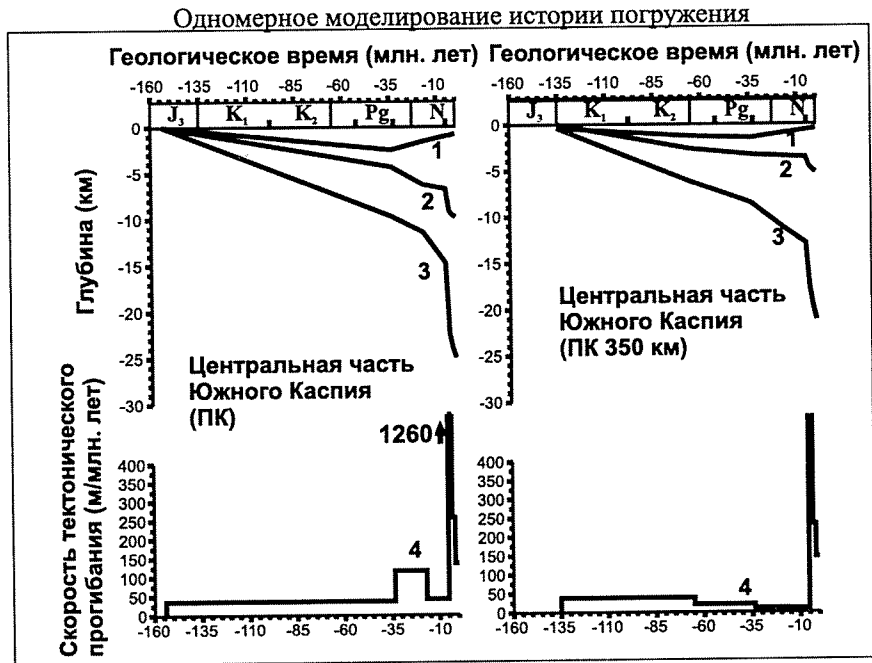


Рис. 7.7. Кривые погружения для Южно-Каспийского региона

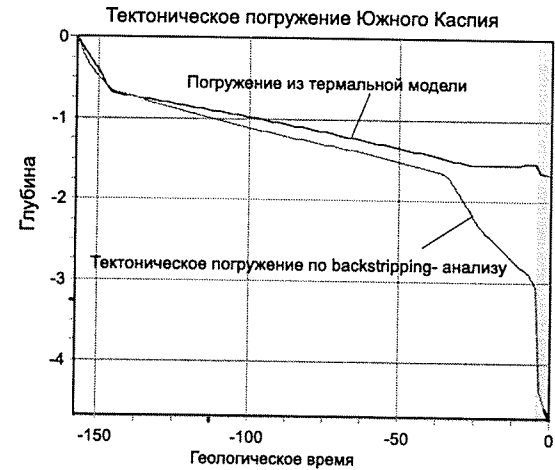


Рис. 7.8. Кривые погружения для случая термального пострифтового погружения бассейна с возрастом океанической коры – келловей-верхняя юра и реальные кривые погружения по Южному Каспию

трога, продолжением которого также являлся и трог Большого Кавказа. Мы предположили, что с келловейского времени глубина возрастала от нуля до максимального значения 2,5 км к началу олигоцена (такие глубины характерны для современных молодых бассейнов с океанической корой, как, например, бассейн Тирренского моря). В олигоцене (майкопское время) резко возрос приток осадочного материала в бассейн. В расчетах палеоглубина на олигоцен-четвертичном этапе была положена линейно уменьшающейся до современного уровня (900 м).

Юрский этап развития бассейна характеризуется быстрым синрифтовым погружением. С мела по эоцен бассейн испытал более медленное пострифтовое погружение. В это время бассейн заполнялся глубоководными осадками (карбонатами и турбидитами). В течение олигоцена-миоцена скорость погружения бассейна увеличилась; состав отложений преимущественно глинистый. Ускорение погружения произошло одновременно с началом Альпийской коллизии в регионе. В это же время был инвертирован бассейн Копетдага. Трог Большого Кавказа также претерпел инверсию: поддвигание его коры на север, происшедшее в олигоцене, в миоцене сменилось неравномерной по простиранию коллизией в бывших окраинных частях бассейна. В плиоцен-четвертичное время Южно-Каспийский бассейн испытал очень быстрое погружение (величина тектонического погружения на этом этапе составляет 2 км, скорость – 1200 м/млн лет), что совпало с поднятием гор Большого Кавказа, Копетдага и Эльбурса.

Форма кривой тектонического погружения на юрско-олигоценевом этапе характерна для рифтовых бассейнов (быстрое начальное погружение, за которым следует экспоненциально замедляющееся пострифтовое погружение). Мы рассчитали модель погружения бассейна, испытавшего рифтинг и пострифтовое термальное остывание литосферы (рис. 7.8). Временные рамки рифтового этапа были выбраны соответствующими времени открытия Южного Каспия: начало растяжения бассейна – 157 млн лет назад (келловей), конец растяжения – 145,6 млн лет назад (начало мела). Коэффициент утонения литосферы на рифтовом этапе был подобран так, чтобы получить наилучшее соответствие модельной и реконструированной кривых тектонического погружения.

В течение 11 млн. лет от момента открытия модельный бассейн быстро погрузился в результате утонения литосферы при рифтогенезе и ее изостатической компенсации (пострифтовое тектоническое погружение составляет 800 м). Затем, на пострифтовом этапе, погружение модельного бассейна стало более медленным и со временем замедлялось (суммарно пострифтовое термальное погружение составило 600 м за 145 млн. лет). Пострифтовое погружение бассейна было обусловлено остыванием литосферы.

При сравнении кривой погружения модельного бассейна с графиком погружения, построенным на основании данных сводного разреза региона методом backstripping-анализа (рис. 7.10), видно совпадение графиков для времени 157–35 млн. лет, отчетливо выражена разница в 1,5 км в тектоническом погружении в период 3,5–3,4 млн. лет и разница в 2 км для времени 3,4–0 млн. лет (плиоцен-четвертичное время). Это добавочное погружение не может быть объяснено за счет дополнительных этапов растяжения, так как в олигоцен-четвертичное время регион находился в обстановке сжатия.

Для объяснения быстрого плиоцен четвертичного погружения бассейна мы привлекаем модель синкомпрессионного вдавливания литосферы, которая описана выше более подробно. Упругая плита, механически эквивалентная литосфере Южного Каспия, изогнута вниз в центральной части бассейна. Сжимающая сила величиной 10^{13} Н/м вызывает погружение с максимальной амплитудой около 2 км в центре бассейна (см. рис. 7.10). Такая амплитуда соответствует результатам реконструкции истории погружения Южно-Каспийского бассейна. Таким образом, численный расчет свидетельствует о принципиальной возможности предложенного механизма. Однако величина силы превышает стандартные величины сил, характерные для тектоники плит ($2-5 \cdot 10^{12}$ Н/м). Причина таких высоких сил, вызвавших быстрое погружение Южного Каспия,

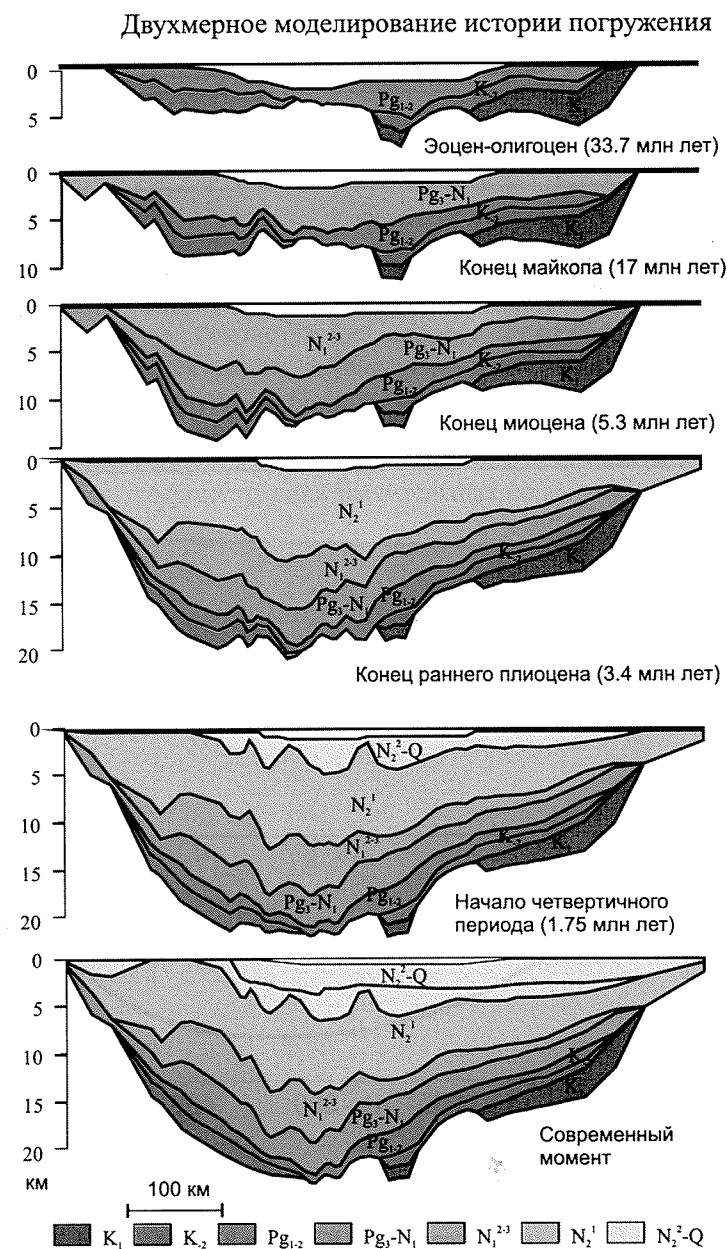


Рис. 7.9. Двухмерная модель погружения для Южного Каспия (региональный сейсмопрофиль по [Мамедов, 1992])

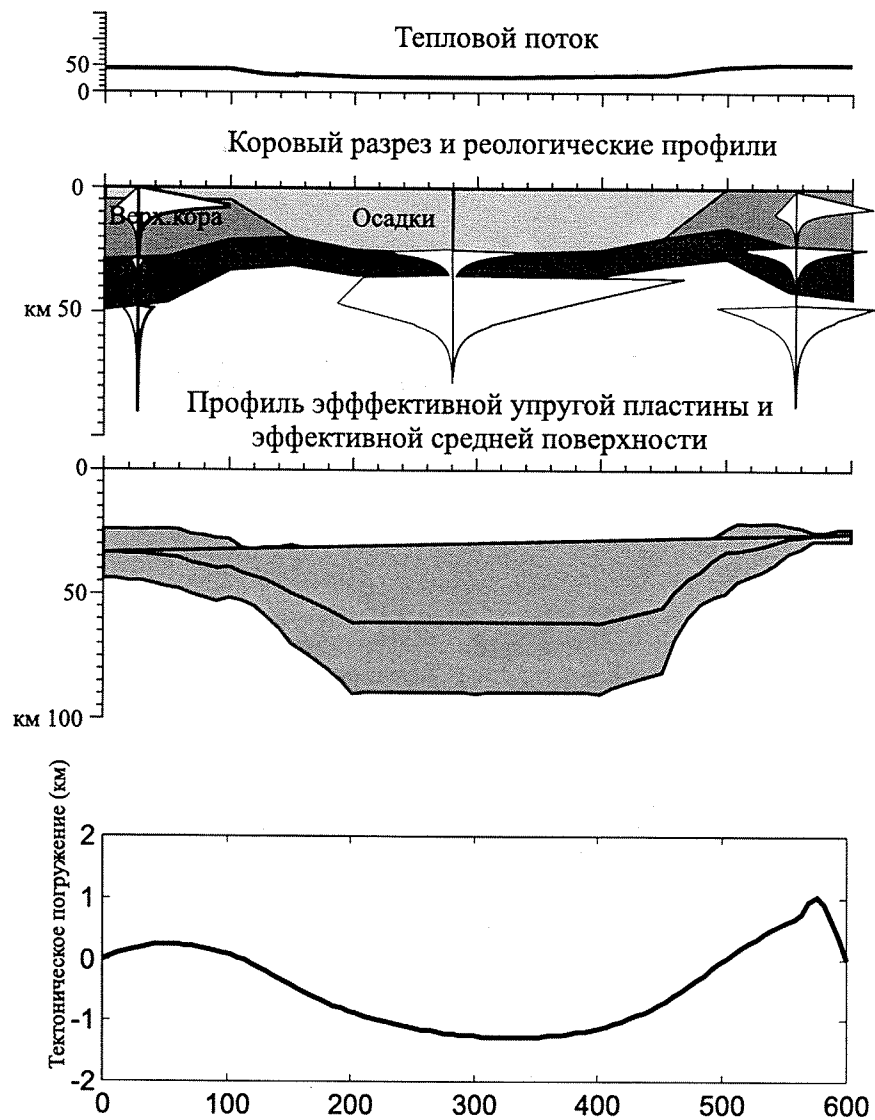


Рис. 7.10. Реологическая модель и модель синкомпрессионного вдавливания для Южного Каспия

нуждается в дополнительном изучении. Возможно, это обусловлено процессом, аналогичным хорошо известному в механике явлению концентрации напряжений на жестком включении.

Выводы

Южно-Каспийский бассейн открылся в келловее–поздней юре. С мела по эоцен бассейн погружался за счет пострифтового остывания литосферы. В олигоцен-четвертичное время скорости тектонического погружения значительно возросли. Это событие совпало с альпийской коллизией в регионе. Реконструкция истории погружения показывает anomalously быстрое тектоническое погружение в плиоцен-четвертичное время. Это увеличение скорости погружения можно объяснить синкомпрессионным вдавливанием реологически неоднородной литосферы. Предлагаемая модель подтверждается численными расчетами, однако требует для своего осуществления значительных по величине сил.