МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

В.И. ШЕВЧЕНКО

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУР ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS



RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

V.I. SHEVCHENKO

ORIGIN OF HORISONTAL COMPRESSION DISLOCATIONS WITHIN A FOLDED STRUCTURE

(THE GREATER CAUCASUS)

Editor-in-chief
Doctor of geological sciences
N.V. KORONOVSKY



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1984

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

В.И. ШЕВЧЕНКО

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУР ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ

(НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

4224

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Н.В. КОРОНОВСКИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1984

Наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 551.243(234.91)

Шевченко В. И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984.

В монографии дано детальное описание основных элементов тектонической структуры байкальского, герцинского и альпийского этапов развития Большого Кавказа. Это сооружение разделяется на ряд крупных структурных ступеней, которые невозможно рассматривать как результат дифференцированных вертикальных движений блоков земной коры и нижележащих частей мантии. Главную роль среди тектонических дислокаций меньшего размера играют чешуйчатые надвиги, связанные с напряжениями субгоризонтального сжатия. Унаследованный характер развития основных поднятий и прогибов не позволяет прибегнуть к сокращению поперечных размеров рассматриваемого сооружения как к источнику горизонтального сжатия. В качестве выхода из этого затруднения рассматривается возможность возникновения напряжений субгоризонтального сжатия в результате увеличения объема осадочных и метаморфических пород за счет привноса глубинного вещества в верхнюю часть земной коры с помощью восходящего потока глубинных флюидов. Рассмотрены (по литературным данным) признаки привноса части вещества галогенных, кремнистых, глинистых, карбонатных и некоторых других пород. Привносимые вещества активно освобождают себе место за счет сил кристаллизационного давления.

Книга представляет интерес для лиц, работающих в области геодинамики, геотектоники.

Ил. 53. Табл. 1. Библиогр. 327 назв.

Рецензенты:
И.А.РЕЗАНОВ, Л.М.РАСЦВЕТАЕВ

1904030000-380
Ш ——————— 237-84-III
042 (02) -84

© Издательство "Наука", 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в геотектонике существуют две основные альтернативные концепции — фиксизм и мобилизм, которые рассматривают современную структуру, историю развития и механизм формирования основных тектонических элементов земной коры совершенно различно. Эти различия не ограничиваются сферой теоретических построений, но в сильнейшей степени влияют на решение практических задач.

Основным исходным материалом для прогноза размещения полезных ископаемых является, как известно, геологическая карта. И хотя при составлении карты геолог стремится максимально объективно учесть имеющийся фактический материал, карта всегда отражает теоретические взгляды автора. Достаточно, например, сравнить карты одних и тех же районов, составленные в разное время, или разными исследователями, чтобы влияние сугубо теоретических представлений на геологическую практику стало очевидным.

Одно из проявлений тектонических движений — современные движения земной коры, учитывать которые необходимо при строительстве крупных сооружений, при работах по прогнозу землетрясений, при создании геодезических и гравиметрических сетей.

К числу проблем, решение которых в большой степени зависит от общих теоретических представлений, относится проблема механизма (или механизмов) формирования тектонических дислокаций. В то же время те или иные решения (общие или частные) этой проблемы в сильнейшей степени влияют на формирование самих теоретических представлений. Поэтому изучение тектонических дислокаций и выяснение их происхождения всегда было и остается одной из важнейших задач геологии.

Исследователей, занимающихся этими вопросами, можно разделить на две группы: одна считает образование дислокаций результатом самостоятельных тангенциальных напряжений, вторая — вертикальных колебательных движений, а также вторичных, производных по отношению к вертикальным движениям процессов. Теоретической основой первой точки зрения раньше служило представление о сокращении объема земного шара при остывании и о сжатии, контракции земной коры при этом. В настоящее время самостоятельные тангенциальные напряжения считаются результатом горизонтальных перемещений литосферных плит под действием конвективных течений в мантии или при изменении скорости вращения Земли.

Геологические исследования последних лет подтвердили главенствующую роль складчато-надвиговых и покровных дислокаций в структуре складчатых сооружений, не поддающуюся истолкованию с позиций первичности вертикальных движений. В то же время их не всегда удается объяснить горизонтальными перемещениями плит литосферы. "Для объяснения происхождения и геологической истории чрезвычайно сложной структурной мозаики блоков земной коры континентов и океанов, разнообразных по составу, величине и геологической истории, трудно опираться только на механизм конвекции, который неизбежно сводится к простой схеме "конвейера" с нырянием океанической коры в глубоководные желоба окраин континентов. Очевидно, необходимо искать иные причины и механизмы тектонических движений" [209, с. 7].

Существуют по крайней мере два основных пути для геологического решения этих вопросов.

1. Изучение глобальных или региональных пространственных и временны́х закономерностей проявления тектонических дислокаций, например, попытки обнаружить геометрические закономерности в распределении складчатых поясов или их частей на поверхности Земли, в соотношении их с другими тектоническими элементами, изучение симметрии или асимметрии складчатых поясов, направления преобладающих вергаций, синхронности или асинхронности формирования разных складчатых поясов или их частей, поясов и смежных тектонических структур и т.д. При таком подходе неизбежно теряется детальность, тектонические дислокации предстают в схематизированном, упрощенном виде, что рано или поздно может привести к существенным ошибкам.

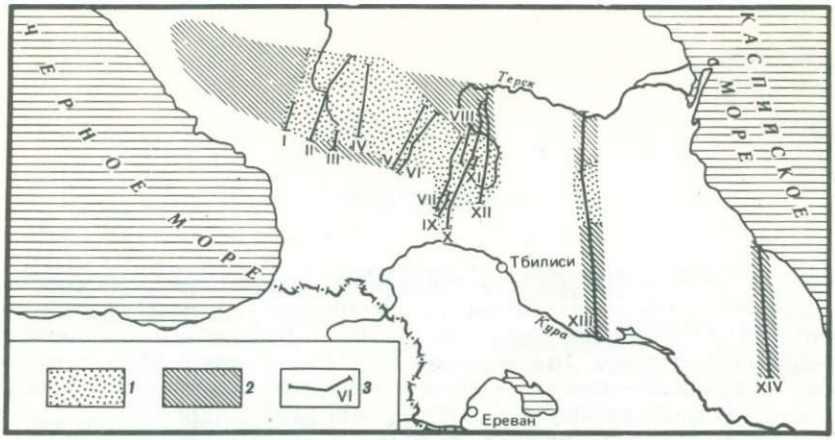


Рис. 1. **Схема расположения изученной территории**
1, 2 — территории, изученные: *1* — по собственным наблюдениям, *2* — по материалам других исследований; *3* — линии геологических профилей (см. рис. 5, 7, 8, 29)

2. Подробнее и всестороннее изучение того или иного представительного тектонического элемента земной коры — складчатого сооружения, рифта, платформы, вулканической области и т.д. Полученные выводы, однако, не могут без дополнительных исследований применяться к другим структурным элементам.

Очевидно, эти два пути не противоречат, а взаимно дополняют друг друга, но обычно оказываются несовместимыми в рамках одного исследования. Настоящая работа основана преимущественно на детальном изучении внутреннего строения, морфологии и истории формирования тектонических дислокаций Большого Кавказа, который всегда рассматривался как тектонотип альпийского геосинклинально-складчатого сооружения.

Наблюдения были сосредоточены на Центральном Кавказе — от р. Теберды на западе до р. Терек на востоке. Особое внимание было уделено альпийской структуре, а также древнему фундаменту этого сооружения. Были осмотрены практически все выходы фундамента к востоку от Теберды. Состав и строение зоны Передового хребта при полевых работах практически не изучались. В результате была пересоставлена на основе собственных наблюдений геологическая карта для всей изученной территории Центрального Кавказа. При этом были использованы уже существующие карты, проведено дешифрирование аэрофотоснимков. Геологическая карта Центрального Кавказа к западу от долины Теберды составлялась на основе существующих на эту территорию геологических карт СКГУ. Были составлены геологические профили, на которых в одном масштабе, без всяких масштабных искажений, в тех же соотношениях, что и в действительности, были изображены все тектонические нарушения (за исключением, конечно, микродислокаций) (рис. 1). Ограниченные наблюдения были проведены на Восточном Кавказе — в Известняковом и Сланцевом Дагестане.

Изучение строения и истории формирования складчатого сооружения немыслимо без использования геофизических материалов. Геологическая интерпретация и обобщение таких материалов по интересующей нас территории сделаны совместно с И.А.Резановым [232]. В этой же работе обобщены данные по распределению мощностей разновозрастных отложений, слагающих Большой Кавказ, что позволяет восстановить историю вертикальных движений. В дальнейшем мы будем опираться на эту сводку, используя по мере надобности дополнительные материалы.

При написании работы не ставилась цель дать полную и систематическую характеристику тектонической структуры Большого Кавказа. Региональный материал приводится только в той мере, которая необходима для обоснования излагаемых представлений.

Автор выражает искреннюю благодарность члену-корреспонденту АН СССР Ю.Д.Буланже, заинтересованность и доброжелательное отношение которого к этой работе в значительной мере способствовали ее завершению.

Часть 1

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Кавказ является сложным складчатым сооружением, на территории которого геосинклинальный режим существовал в течение байкальского и герцинско-альпийского этапов, разделенных временем платформенной стабилизации в течение каледонского этапа. Современная структура этого сооружения представляет суммарный результат тектонических процессов, протекавших здесь на протяжении этого огромного периода геологической истории. Тектонические структуры, созданные на ранних отрезках развития, в значительной степени изменены и переработаны более поздними процессами, влияние которых надо снять, чтобы реконструировать ранее существовавшую картину. Этого можно добиться, составив серию палеогеологических карт.

Вначале составляется предъюрская палеогеологическая карта. Эта карта (см. рис. 4) наиболее точна на периферии ядра Центрального Кавказа, где можно непосредственно видеть, на какие породы налегают юрские отложения. При составлении карты для большей части зоны Главного хребта[1], где комплекс юрских и более молодых пород не сохранился, на ней изображались те тектонические структуры, которые секутся позднепалеозойскими гранитными интрузиями и которые, следовательно, существовали уже в позднем палеозое. При этом на карте показываются (если нет определенных противоречащих тому данных) все сколько-нибудь крупные интрузивные тела и секущиеся ими структуры, факт существования которых перед лейасом важнее того, вскрывались ли они к началу юры на дневной поверхности или располагались на некоторой глубине. Для остальных зон карта менее точна: в пределах Лабино-Малкинской и Южно-Кавказской — из-за незначительных размеров площадей, на которых вскрываются доюрские породы, а в зоне Передового хребта — из-за малой распространенности юрских отложений.

На основе предъюрской карты можно составить палеогеологическую карту для предпозднепалеозойского времени (см. рис. 3). На этой карте сняты осадочные образования позднего палеозоя—триаса и гранитные интрузии соответствующего возраста. Оценить при этом размер эрозии в течение позднего палеозоя—триаса и влияние этой эрозии на рисовку геологических границ еще труднее, чем на предъюрской карте. Структура фундамента там, где чехол указанного возраста отсутствует, показана на этой карте так, как она была зафиксирована внедрившимися позднепалеозойскими гранитоидами.

Наконец, исходя из предыдущей карты, можно попытаться составить палеогеологическую карту для предсреднепалеозойского времени (см. рис. 2). Поскольку мы полагаем, что в венде—раннем палеозое на территории Кавказа существовал платформенный режим [232], при котором ранее сформировавшаяся тектоническая структура не была сколько-нибудь заметно изменена, эта карта в основном изображает байкальскую тектоническую структуру региона. Нормальное налегание среднепалеозойских отложений на более древние на территории Центрального Кавказа наблюдается на столь ограниченной площади, что это дает очень немного для составления этой карты в целом. Основным критерием для изображения на ней структур байкальских пород является срезание тех или иных элементов структуры древних толщ Центрального Кавказа границами зон Передового хребта или Южного склона, которые, по нашему мнению, возникли только в среднем палеозое. Оценить при этом размеры эрозионного среза за время от формирования байкальской тектонической структуры до среднего палеозоя и учесть влияние этого среза на рисовку геологических границ на предсреднепалеозойской карте не представляется возможным. Поэтому надо иметь в виду, что на ней изображена не та структура, которая могла бы наблюдаться в раннем палеозое на дневной поверхности, а та,

[1] Центральный Кавказ разделяется (с севера на юг) на зоны Лабино-Малкинскую (или Бечасынскую), Передового хребта, Главного хребта и Южного склона (Южно-Кавказскую).

которая, по-видимому, отвечала некоторому глубинному, несколько различному в разных местах срезу геологической структуры этого времени.

Все перечисленные карты составлялись последовательно — от современной карты к картам, соответствующим все более ранним геологическим эпохам, но рассмотрение их и описание изображенных на них тектонических структур мы будем делать в обратном порядке, соответствующем реальному ходу геологических событий.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Консолидированное байкальское основание доступно наблюдению на Центральном Кавказе в пределах современных зон Главного хребта, Лабино-Малкинской и в меньшей степени Передового хребта. Оно сложено толщами сланцев и гнейсов различного состава, относящихся к амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, пронизанных многочисленными телами различных гранитоидов. По поводу возраста и стратиграфии метаморфических пород в литературе высказываются различные точки зрения. Поэтому необходимо рассмотреть данные, существующие по этому вопросу. Вначале мы изложим итоговые представления, которые сложились в ходе полевых наблюдений на Центральном Кавказе и в результате ознакомления с литературными материалами. Изложение конкретных материалов, на которых основаны эти представления, будет дано при рассмотрении соответствующих элементов байкальской тектоники Центрального Кавказа.

Основание разреза метаморфических пород фундамента Центрального Кавказа вскрыто, по-видимому, на р. Кубани в пределах Кубанской антиклинали. Здесь в ядре антиклинали располагается выделенная Ю.Я.Потапенко [224] джаланкольская свита (см. таблицу), сложенная очень плотными мелкозернистыми серыми кварцитовидными сланцами кварц-альбитового состава с редкими маломощными прослоями филлитов. Отмечены два линзовидных пласта серых мраморизованных известняков. Видимая мощность 500—600 м. Вероятно, стратиграфически выше располагается уллучиранская свита, выходы которой известны во многих пунктах на Центральном Кавказе в основании видимых частей разрезов. Эту свиту выделили В.М. Андреев, В.С. Гробман, Е.Л. Москалев и В.И. Серебрийский (1962—1964 гг.) в восточной части зоны Главного хребта, она соответствует по составу свите гнейсов с мраморами и амфиболитами И.Г.Кузнецова [144] и кыртыкской — Д.С.Кизевальтера [124]. Уллучиранская свита представлена мелко- и среднезернистыми темными зеленовато-серыми хлоритовыми, серицит-хлорит-кварцевыми, биотит-кварцевыми, слюдяными гнейсами и сланцами с редкими прослоями и пачками амфиболовых сланцев мощностью до 50 м и пластами мраморов мощностью до 5—7 м. Мощность свиты превышает 2000 м. Выше по разрезу следуют гвандринская и клычская свиты, выделенные М.Л.Соминым [261] в составе буульгенской серии. Гвандринская сложена коричневато- или лиловато-серыми кварц-биотитовыми сланцами с редкими прослоями слюдяных гнейсов, кварц-двуслюдяных и амфиболовых сланцев. Мощность около 2000 м. На р. Черек Балкарский в ее низах выделяется толща кварцитовых и слюдяно-кварцитовых сланцев с видимой мощностью до 250—300 м [301]. В составе клычской свиты чередуются в разных пропорциях амфиболовые и кварц-биотитовые сланцы и гнейсы. В большинстве случаев амфиболовые разности преобладают. Мощность до 400—500 м. Этим двум свитам отвечают [305] нижняя и верхняя подсвиты безенгийской свиты, выделенные В.М.Андреевым, В.С.Гробманом, В.И.Серебрийским (1962—1964 гг.). Буульгенская серия сменяется макерской, которая сложена достаточно однообразными светлыми кварц-двуслюдяными, кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами и гнейсами. Характерны послойные линзовидные маломощные обособления кварцевого материала. М.Л.Сомин разделяет серию на домбайскую и аркасарскую свиты. Мы на картах выделяем породы серии в целом, без расчленения. Мощность, по-видимому, достигает 5000 м. Аналогичные по составу толщи пород И.Г.Кузнецов выделил под названием свиты слюдяных сланцев и гнейсов без мраморов и буронской свиты.

Стратиграфически выше располагаются хасаутская и чегемская свиты, выходы которых известны преимущественно в северо-восточной части кристалли-

ческого ядра Большого Кавказа по рекам Малка и Баксан. Хасаутская свита, выделенная Д.С.Кизевальтером [124], представлена относительно слабо измененными вулканогенными и осадочными породами — лавами и туфами различного состава, филлитами и филлитовидными слюдяными сланцами с подчиненными прослоями известняков и конгломератов. Мощность около 1000—1200 м. Чегемская свита была выделена И.Г.Кузнецовым [144] на р. Чегем. Сложена преимущественно светло-серыми кварц-серицитовыми, реже кварцитовыми, обычно тонкослоистыми сланцами. Мощность их не менее нескольких сотен метров.

Породы гвандринской, клычской свит и макерской серии метаморфизованы в условиях низких ступеней амфиболитовой фации. Хасаутская и чегемская свиты, занимающие верхнюю часть разреза этого комплекса пород, относятся к зеленосланцевой фации метаморфизма. Судя по их составу, к этой же фации должны быть отнесены породы основания разреза — джаланкольской и уллучиранской свит. Этому можно дать по крайней мере три объяснения. Во-первых, можно предположить, что метаморфизм не обязательно должен возрастать с глубиной, но в зависимости от исходного состава пород возможны и понижения с глубиной степени метаморфизма на некоторых стратиграфических уровнях. Во-вторых, смена амфиболитовой фации метаморфизма зеленосланцевой на глубине может иметь вторичный характер и быть связанной с диафторезом низов разреза. В-третьих, нельзя исключать возможность того, что имеет место сдваивание разреза в результате существования гигантской лежачей антиклинальной складки. В ядре ее в таком случае располагаются породы амфиболитовой фации, а на обоих крыльях — зеленосланцевой. В этом случае вулканогенно-осадочной хасаутской свите может отвечать в какой-то мере сходная с ней уллучиранская, а терригенной чегемской — джаланкольская. Этот вариант представляется наименее вероятным. Никаких структурных данных (замок складки, периклинальные замыкания) в пользу существования такой антиклинали не было обнаружено.

Не исключена, наконец, возможность того, что джаланкольская свита на Кубани вообще относится к комплексу пород основания Восточно-Европейской платформы, имеет значительно более древний возраст и перекрыта здесь породами уллучиранской свиты и более молодыми метаморфическими породами, относящимися к фундаменту Средиземноморского пояса, либо трансгрессивно, либо по пологому надвигу.

В северной части Центрального Кавказа, в Лабино-Малкинской зоне, на метаморфических породах хасаутской свиты с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании налегает нижнекембрийская [302] у р л е ш с к а я с в и т а. Фундамент здесь, следовательно, докембрийский. Данные об абсолютном возрасте мусковита из кристаллических сланцев этой зоны (по-видимому, из макерской серии), равном 865 млн. лет [225], подтверждает это. Что касается более южной зоны Главного хребта, то тут возраст метаморфических толщ разными авторами определяется в очень широких пределах — от докембрия до среднего палеозоя. Ознакомление с разрезами метаморфических толщ обеих этих зон показало, что в них имеется одинаковая последовательность сходных по составу толщ пород [305]. В результате мы приходим к выводу, что метаморфические толщи зон Главного хребта и Лабино-Малкинской сопоставимы и, следовательно, одновозрастны, в обоих случаях датируются докембрием и относятся к байкальскому складчатому комплексу. Это подтверждается результатами определения абсолютного возраста различных пород кристаллического фундамента. Возраст мусковитовых кристаллических сланцев, относящихся, по-видимому, к макерской серии, определяется в 641 млн. лет на р. Малая Лаба [238] и в 870 млн. лет на р. Даут [23], т.е. в зонах Передового хребта и Лабино-Малкинской. Возраст цирконов из пород той же серии на Урухе, т.е. в зоне Главного хребта, 1300± 50 млн. лет [72]. Эти цифры, по-видимому, можно рассматривать как верхний и нижний пределы возраста серии.

Другие определения абсолютного возраста трудно привязать к разрезу древних толщ Центрального Кавказа. Тем не менее докембрийские радиометрические датировки самих метаморфических пород или секущих их гранитов известны как в зонах Лабино-Малкинской и Передового хребта, так и в зоне Главного хребта. Они равны в последнем случае 720 и 790 млн. лет [4, 225]. Последнее особенно существенно, так как возраст пород фундамента этой зоны вызывает наибольшие разногласия. Данные о возрасте метаморфических пород Средиземноморского складчатого пояса юга Европейской части СССР [306] позволяют считать их на Центральном Кавказе довендскими. При этом хасаутскую и чегемскую свиты можно предположительно датировать верхним рифеем,

Сопоставление различных стратиграфических схем рифейских отложений Центрального Кавказа

Расчленение, принятое в настоящей работе	Лабино-Малкинская зона					
	р. Малка		р. Тызыл	р. Баксан (ниже г. Тырныауза)	р. Кубань	
	среднее течение	верхнее течение			автохтон	аллохтон
Чегемская свита	—	—	Толща кварц-серицитовых, кварцитовых, хлорит-серицитовых сланцев	Чегемская и кестантинская свиты	—	—
Хасаутская свита	Толщи *в, г, д* и *е* малкинской свиты и шиджатмазская свита	Хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы с основными эффузивами	Толща хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев с основными эффузивами	Камыкская, сукошская и перюкольская свиты	Мораллыкольская свита	—
		Таллыкольская свита		Таллыкольская свита	Толща кварцитов	
Макерская серия	Толща *б* малкинской свиты	Толща кварц-хлорит-мусковитовых сланцев	Толща мусковитовых сланцев	Толща хлорит-мусковитовых сланцев	—	Толща мусковитовых и хлорит-мусковитовых сланцев
Клычская свита	Толща *а* малкинской свиты	?	?	?	—	
Гвандринская свита	Муштинская свита	?	?	?	—	
Уллучиранская свита	?	?	?	?	Ташлыкольская свита	
Джаланкольская свита	?	?	?	?	Джаланкольская свита	

Окончание таблицы

Расчленение, принятое в настоящей работе	Зона Главного хребта						Зона Передового хребта	
	р. Баксан		реки Черек Безенгийский и Черек Балкарский	реки Урух, Ардон, Фиагдон	Софийской поднятие		Блыбское поднятие (автохтон)	аллохтон
	ниже устья р. Адылсу	выше устья р. Адылсу			реки Клыч, Гвандра, Ацгара	реки Большая Лаба, Большой Зеленчук		
Чегемская свита	Чегемская свита	—	—	—	—	— (?)	—	?
Хасаутская свита	Хасаутская свита	Хлоритовые и серицитовые сланцы	—	—	—	— (?)	—	Тебердинская и карабекская свиты
Макерская серия		Аркасарская свита	—	Буронская свита	Верцхлистбиская свита	Макерская серия: Аркасарская, терскольская, софийская свиты	Армовская свита	
Клычская свита	Толща чередования амфиболовых и биотитовых сланцев и гнейсов	—	Верхнебезенгийская подсвита	—	Буульгенская серия: Клычская свита	Птышская, аманаузская, кизгычская свиты	Балканская свита	
Гвандринская свита	Толща биотитовых сланцев и гнейсов	Терскольская и донгузорунская свиты	Нижнебезенгийская подсвита	Кварц-биотитовые сланцы и гнейсы	Гвандринская свита	Гвандринская свита	?	
Уллучиранская свита	Кыртыкская свита, уллучиранская свита	?	Уллучиранская свита	?	?	?	?	
Джаланкольская свита	?	?	?	?	?	?	?	

Примечание. (—) — отложения соответствующего возраста отсутствуют. (— — — —) — тектонические ограничения пород свиты.

а располагающиеся ниже по разрезу отложения (кроме, возможно, джаланкольской свиты) — нижним—средним рифеем.

Из магматических пород, образующих достаточно крупные интрузивные тела, отметим здесь ультрабазиты и граниты. Ультрабазиты представлены серпентинитами, сформировавшимися по перидотитам [256]. Они образуют серию мощных пластовых тел (Беденское, Бескесское, Блыбское и ряд других) среди сланцев макерской серии в бассейнах рек Малая и Большая Лаба. Судя по имеющимся данным [71, 193], (И.И.Греков, В.А.Снежко, С.П.Момот, 1966 г.), среднедевонские отложения на южном и северном крыльях палеозойского прогиба Передового хребта ложатся на эти ультрабазиты так же, как и на саму макерскую серию. Признаки размыва ультрабазитов в среднем девоне и позже в ряде пунктов Передового хребта отмечали Ю.Я.Потапенко (см. [133]), А.С.Кандауров, В.В.Плошко [118] и др. Ультрабазиты Беденского массива на северном крыле прогиба Передового хребта секутся гранитами. Возраст слюд из зоны контакта 450 млн. лет, что отвечает ордовику [193]. Эта цифра, возможно, дает несколько уменьшенный (по сравнению с истинным) возраст гранитов (М.М.Рубинштейн, 1974 г.). Поэтому их, вероятно, можно относить к байкальскому тектоно-магматическому этапу. Еще больший возраст (до 640—760 млн. лет) получили В.М.Аянов и др. [132] для серпентинитов и некоторых других основных пород Даховского массива.

Все это, с одной стороны, свидетельствует о докембрийском или докембрийско-раннепалеозойском возрасте ультрабазитов рассматриваемого района, а с другой — подтверждает протерозойский возраст пород макерской серии, в которую эти серпентиниты внедрены. Упомянутые граниты на р. Большая Лаба с радиометрическим возрастом не менее 450 млн. лет относятся к гранитам балканского (блыбского) типа. Они образуют пластовое тело среди сланцев макерской серии и серпентинитов. Это светлые серые или розоватые мелко- и среднезернистые мусковитовые, мусковит-хлоритовые с биотитом плагиогранитогнейсы [71]. Аналогичные породы вскрываются в ядре Блыбской антиклинали на хребте Большие Балканы. Они образуют здесь серию пластовых тел, залегающих согласно с вмещающими сланцами макерской серии. Небольшое согласное пластовое тело аналогичных гранитов на том же стратиграфическом уровне известно в верховьях рек Большая Лаба—Птыш (Ю.Я.Потапенко и др., 1974 г.). Предположительно по сходству состава мы относим в эту группу лейкократовые плагиограниты, которые, по данным В.М.Андреева, В.С.Гробмана, Д.А.Рудина, Е.Л.Москалева (1958—1962 гг.) и нашим наблюдениям, обнажаются в верховьях рек Урух, Черек Балкарский и Черек Безенгийский. Они имеют активный контакт с протерозойскими гнейсами. Это массивные и гнейсоватые, светло-серые и буровато-серые мелко- и среднезернистые лейкократовые плагиограниты. Состоят из кварца, плагиоклаза (обычно олигоклаза) и мусковита, иногда с биотитом и хлоритом. Очень неравномерно, спорадически микроклинизированы. К этой же группе гранитов условно отнесены лейкократовые плагиограниты, вскрывающиеся в ядре небольшой антиклинали на юго-западной окраине вулканического конуса горы Эльбрус.

Перейдем к непосредственному описанию байкальских элементов структуры Центрального Кавказа. Начнем с восточной его части (рис. 2, см. вкл.).

Давно установлена и наиболее детально изучена Малкинская куполообразная антиклиналь на северо-востоке Лабино-Малкинской зоны. На северном крыле этой антиклинали в бассейне Малки описан один из наиболее полных разрезов метаморфических толщ Центрального Кавказа (Ю.Я.Потапенко, И.И.Греков, Е.А.Снежко, С.П.Момот, 1965 г; см. также литературу к работе [305]). Здесь снизу вверх выделяются следующие подразделения.

1. Муштинская свита — преобладают монотонные биотит-кварцевые сланцы, в нижней части разреза — подчиненные толщи порфироидов и мусковит-кварцевых сланцев. Видимая мощность 400—700 м.

2. Малкинская свита общей мощностью 1300—1500 м, разделяющаяся на шесть толщ: а) амфиболовые и хлоритовые сланцы с прослоями двуслюдяных, кварц-серицитовых, хлорит-мусковитовых сланцев (мощность около 180 м); б) биотит-мусковит-кварцевые сланцы (мощность 150—180 м); в) туфоиды и филлитовидные мусковит-кварцевые сланцы (мощность 150 м); г) туфоиды и конгломераты; толща состоит из туфоидов кислого и среднего составов, порфиритоидов, метадиабазов, кварцевых альбитофиров, конгломератов, метапесчаников, метаалевролитов, филлитов (мощность до 600 м); д) филлиты с подчиненными прослоями конгломератов, метапесчани-

ков и туфогенных пород (мощность 330 м); е) филлиты и известняки (мощность 40 м).

3. Шиджатмазская свита мощностью до 1000 м, представленная слабометаморфизованными туффитами среднего состава.

Ознакомление с разрезами разных зон Центрального Кавказа показало, что в них имеется одинаковая последовательность сходных по составу толщ пород. Так, муштинская свита Лабино-Малкинской зоны по составу, степени метаморфизма и внешнему виду очень близка гвандринской свите зоны Главного хребта (см. таблицу). Стратиграфически выше в обоих случаях располагаются толщи, в составе которых существенную роль играют амфиболовые сланцы наряду со слюдяными (биотитовыми) или хлоритовыми. Это клычская свита зоны Главного хребта и толща *а* малкинской свиты в Лабино-Малкинской зоне. Далее на территории последней располагаются двуслюдяные сланцы толщи *б*, которые можно соотнести с макерской серией зоны Главного хребта. Наконец, завершают разрез северного крыла Малкинского купола вулканогенные и осадочные слабометаморфизованные образования (толщи *в—е* малкинской свиты и шиджатмазская свита), которые, судя по их составу и степени метаморфизма, могут быть сопоставлены с хасаутской свитой. Неясно, каково положение порфироидов и мусковит-кварцевых сланцев в самом ядре купола (см. описание муштинской свиты). Состав и степень метаморфизма этих пород наводит на мысль, что здесь могут быть вскрыты аналоги макерской серии и хасаутской свиты, слагающие подвернутое крыло лежачей антиклинали.

По Малке и ее притокам вскрывается только северное крыло и часть ядра рассматриваемой антиклинали. Часть ядра и южное крыло поглощены Малкинским гранитным массивом. Выход пород чегемской свиты по р. Тызыл позволяет показать на карте восточное периклинальное замыкание этой структуры. Продолжение ее на запад остается неизвестным. Следовательно, форма ее в плане не установлена. Не исключено, что то, что называется Малкинской куполообразной антиклиналью, является только восточной частью вытянутой в субширотном направлении крупной антиклинальной складки, возможно, опрокинутой на юг. Байкальский возраст Малкинской антиклинали следует, во-первых, из того, что она срезается позднепалеозойскими гранитами малкинского типа (см. ниже), а во-вторых, из трансгрессивного, с угловым несогласием налегания кембрийских отложений на разные горизонты хасаутской свиты на северном крыле складки. На восточной ее периклинали кембрийские отложения, если бы они сохранились, налегали бы на породы более молодой, чегемской свиты. Угловое несогласие в основании кембрийских отложений незначительно. Следовательно, Малкинская антиклиналь была весьма пологим поднятием.

На юго-востоке и, вероятно, юге Малкинская антиклиналь сопрягается с Тызыльской гемисинклиналью, обращенной к западу своим центриклинальным замыканием. В пределах этой гемисинклинали по долине р. Тызыл обнажаются, по данным А.М. Седых, В.И. Ржевинского (1956 г.), серые и светло-серые, преимущественно кварц-серицитовые и кварцитовые, реже — хлорит-серицитовые тонкослоистые сланцы, очень близкие по составу, степени метаморфизма, характеру слоистости породам чегемской свиты на р. Чегем. Ю.Я. Потапенко, И.И. Греков, В.А. Снежко и С.П. Момот (1965 г.) отмечают среди этих сланцев пачки филлитов и порфироидов. В пределах Тызыльской гемисинклинали протерозойские породы образуют по р. Тызыл небольшую пологую антиклиналь второго порядка. Ниже сланцев чегемской свиты в ядре этой антиклинали вскрываются темные серо-зеленые хлоритовые, кварц-хлоритовые сланцы и реже — плитчатые серо-зеленые породы типа основных, незначительно измененных эффузивов; одновременно встречаются мелкозернистые темно-серые до черных графит-кварц-серицитовые сланцы. Отмечались прослои известковистых сланцев и мраморизованных известняков. Все эти породы, судя по их облику и положению в разрезе, относятся, несомненно, к хасаутской свите. Они весьма похожи на породы этой свиты на р. Баксан севернее Тырныауза. Ю.Я. Потапенко, И.И. Греков, В.А. Снежко и С.П. Момот (1965 г.) оценивают здесь мощность пород чегемской и хасаутской свит по 700 м каждая. В самом ядре упомянутой антиклинали и, вероятно, ниже хасаутской свиты в ряде пунктов встречены серые и светло-серые гранитизированные мусковитовые сланцы, сходные с таковыми макерской серии.

Тызыльская гемисинклиналь на юге сопряжена с протяженной антиклинальной складкой, которую можно назвать Тырныаузской. Наиболее детально изучено север-

ное крыло этой антиклинали в долине р. Баксан. Здесь, по нашим наблюдениям, на территории Тырныауза, начиная от северного ограничения палеозоя Передового хребта, на протяжении 2,5—3 км вкрест простирания обнажаются светлые зеленовато-серые хлорит-мусковитовые сланцы, обычно интенсивно альбитизированные. Эти сланцы аналогичны сланцам макерской серии более западных районов зоны Главного хребта.

Севернее их сменяют согласно залегающие чередующиеся кварц-хлоритовые, хлоритовые, эпидот-хлоритовые, амфибол-хлоритовые темные серо-зеленые сланцы и более светлые буроватые кварц-альбитовые мелкозернистые кварцитовидные сланцы и гнейсы с порфиробластами роговой обманки, биотита. Реже встречаются прослои светлых кварц-серицитовых сланцев, попадаются прослои и пачки массивных темно-зеленых эффузивов основного состава. Эти отложения Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Н.И. Пруцкий (1974 г.) разделили на камыкскую, сукошскую и перюкольскую свиты. Ознакомление с ними показало, что меланократовые породы этого разреза аналогичны таковым хасаутской свиты, обнажающимся ниже по Баксану. Поэтому перечисленные отложения мы отнесли к хасаутской свите, считая присутствие пород иного облика следствием фациальных изменений этой свиты. Пройденная в долине Баксана около границы пород этого комплекса и кварц-мусковитовых сланцев макерской серии скважина вскрыла на их границе прослои кварцитов, выделяемых в таллыкольскую свиту. Породы хасаутской свиты на Баксане, так же как и макерской серии, часто альбитизированы (шаукольская фация).

Севернее полосы пород хасаутской свиты в долине Баксана обнажаются светло-серые кварц-серицитовые, кварцитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы с пачками порфироидов, которые можно отнести к чегемской свите. Ю.Я. Потапенко [224] выделяет их под названием кестантинской свиты. Эти породы прослеживаются выше по Баксану приблизительно на протяжении около 4 км, после чего их опять сменяют наклоненные на юго-юго-запад вулканогенные и осадочные породы хасаутской свиты.

По данным Д.С. Кизевальтера [124], свита представлена здесь пластами и пакетами темно-зеленых мелкозернистых плагиоклазовых и эпидотовых порфиритов и их туфов (последние в разной степени рассланцованы и частично превращены в зеленые хлорит-альбитовые сланцы). Кроме того, отмечается большое количество согласных, а также секущих тел диабазовых порфиритов и диабазов. Хотя они образуют субвулканические интрузивные (преимущественно согласные) тела, их можно рассматривать вместе с собственно эффузивными породами хасаутской свиты, так как формировались они практически одновременно с образованием вмещающих пород и располагаются только среди них. Часто встречаются темно-серые до черных графит-кварц-серицитовые сланцы. Породы хасаутской свиты появляются здесь в ядре антиклинальной складки, которую можно назвать Былымской. Нет никаких оснований предполагать, что она сформировалась в результате байкальского тектогенеза. Поэтому на рассматриваемой карте мы эту складку не показываем.

Из долины Баксана породы макерской серии и хасаутской свиты северного крыла Тырныаузской антиклинали можно проследить далеко на запад по простиранию, по долине р. Гижгит — левого притока Баксана. Хасаутская свита прослеживается еще дальше на запад, в верховьях Малки. Здесь к югу и юго-западу от поля распространения пород этой свиты можно наблюдать полосу серых кварц-хлорит-мусковитовых и кварц-двуслюдяных альбитизированных сланцев, по облику, стратиграфическому и структурному положению отвечающих макерским сланцам долины Баксана. Граница пород хасаутской свиты и макерской серии обрисовывает здесь продолжение северного крыла Тырныаузской антиклинали, а затем отклоняется к северу в соответствии с западным замыканием Тызыльской гемисинклинали. В верховьях Малки поля распространения пород хасаутской свиты на севере и макерской серии на юге разделены неширокой полосой кварцитов, кварцитовых и кварц-серицитовых сланцев мощностью 100—300 м. Ю.Я. Потапенко [224] выделяет их в таллыкольскую свиту. По положению в разрезе и степени метаморфизма можно рассматривать эти отложения в качестве базальной пачки хасаутской свиты.

Южное крыло Тырныаузской антиклинали можно видеть в долине р. Кестанты, в междуречье Баксана—Чегема к югу от зоны Передового хребта. Здесь обнажаются наклоненные на юг зеленоцветные, существенно хлоритовые сланцы хасаутского типа, сменяющиеся южнее светло-серыми кварц-серицитовыми сланцами чегемского типа.

Восточнее долины Баксана макерские сланцы ядра Тырныаузской антиклинали не

появляются на дневной поверхности. Ядро антиклинали здесь сложено темными серо-зелеными хлоритовыми сланцами хасаутской свиты, которые можно видеть в междуречье Кестанты—Чегема.

На северном крыле антиклинали они наклонены в современной структуре в северном направлении, на южном — в южном. Чегемские сланцы южного крыла этой антиклинали прослеживаются из долины Чегема до долины Кестанты. Наконец, сланцы чегемской свиты, распространенные на значительном протяжении долины р. Чегем, позволяют нарисовать здесь восточную периклиналь Тырныаузской антиклинали.

Тырныаузская антиклиналь имеет заведомо досреднекаменноугольный возраст. В долине р. Гижгит можно видеть, как верхнекаменноугольные грубообломочные породы ложатся на макерскую серию ядра антиклинали на правом борту долины и на хасаутскую свиту северного крыла антиклинали на левом борту долины (см. рис. 4). Очень существенно соотношение этой складки с палеозойской структурой зоны Передового хребта. Контуры распространения среднепалеозойских пород последнего, имея в общем почти то же самое простирание, что и Тырныаузская антиклиналь, срезают на западе ее северное крыло, восточнее поглощают часть ядра складки и смещаются в долине Баксана к ее южному крылу. Такие соотношения позволяют утверждать, что эта антиклиналь древнее зоны Передового хребта (ее, следовательно, можно считать досреднепалеозойской) и что между ними отсутствует какая-либо структурная преемственность. С учетом предполагаемого платформенного режима в венде—раннем палеозое рассмотренную антиклиналь можно связывать с байкальским тектогенезом.

Южнее Тырныаузской антиклинали в зоне Главного хребта, в междуречье Баксана—Чегема, располагается крупная синклинальная складка, которую можно назвать Андырчинской. В ядре синклинали в ряде пунктов обнажаются амфиболовые и подчиненные биотитовые сланцы и гнейсы, вполне аналогичные таковым клычской свиты. Эти породы вскрываются в верховьях р. Сакашилсу (правый приток Баксана) на северном крыле синклинали, где они (в современной структуре) наклонены на юг и подстилаются толщей биотитовых сланцев и гнейсов. Эти последние мы отождествляем по составу и стратиграфическому положению с гвандринской свитой. Южнее амфиболовые сланцы и гнейсы образуют ряд крупных ксенолитов среди среднепалеозойских гранитов балкарского типа, а затем их можно видеть на южном крыле синклинали в долине р. Сарынсу (бассейн Чегема), где они наклонены на север. Чередование слюдяных и амфиболовых сланцев В.И. Серебрийский и В.С. Гробман (1968 г.) относят здесь к аманчатской свите.

Амфиболовые породы клычской свиты в виде крупных ксенолитов среди палеозойских гранитов можно видеть в ядре Андырчинской синклинали и западнее, на правом борту долины р. Адырсу. Южнее располагается субширотная протяженная полоса, в пределах которой среди гранитов вскрываются биотитовые сланцы и гнейсы гвандринской свиты. Они же в виде ксенолитов располагаются на левом борту долины р. Баксан на склонах горы Кубасанты. Эти выходы свиты, судя по их положению в общей структуре района, отвечают западному центриклинальному замыканию Андырчинской синклинали.

В верховьях р. Кыртык протягивается субширотная полоса пород кыртыкской свиты, наклоненных в южном направлении. Эта свита по составу и степени метаморфизма слагающих ее пород является аналогом уллучиранский и вскрывается здесь на северном крыле Андырчинской синклинали. На правом борту долины Баксана от устья руч. Андырчи до устья р. Ирик и далее в юго-восточном направлении протягивается полоса аналогичных по составу пород уллучиранской свиты (В.А. Андреев и др., 1964 г.), наклоненных на север или северо-северо-восток. Они образуют нижнюю видимую часть разреза южного крыла синклинали. Здесь в междуречье Адылсу—Адырсу В.И. Серебрийский и др. (1968 г.) описали согласное налегание биотитовых сланцев и гнейсов гвандринской свиты на уллучиранскую. Эти исследователи относят здесь отложения уллучиранской, гвандринской и клычской свит к нижней, средней и верхней частям макерской серии. Такое сопоставление, по нашему мнению, неприемлемо.

Мощность перечисленных свит в пределах Андырчинской синклинали определить затруднительно ввиду разобщенности выходов свит. И только минимальная мощность пород уллучиранской свиты на северном ее крыле может быть оценена в 2500 м.

Продолжению ядра Андырчинской синклинали по простиранию в восточном направ-

лении отвечают, по-видимому, обширные поля амфиболовых сланцев, выделяемых В.М. Андреевым и др. (1962 г.) в междуречье Чегема—Черека Безенгийского (синклиналь Хаирла на последующих картах), а также по р. Думале (приток Черека Безенгийского) в верхнебезенгийскую подсвиту и соответствующих клычской свите. Стратиграфически ниже располагаются здесь биотитовые сланцы и гнейсы, которые можно отнести к гвандринской свите (нижнебезенгийская подсвита по В.М. Андрееву). Породы этого возраста довольно широко распространены здесь также по р. Думале. Андырчинская синклиналь определенно существовала в предпозднепалеозойское время. На правобережье р. Адылсу и по Баксану у пос. Эльбрус на сланцы уллучиранской свиты, образующие южное крыло синклинали, ложатся нижнепермские красноцветные породы (С.П. Момот, 1968 г.), вскрывающиеся в поднадвиговой части Адылсу-Харесского разрыва. Северное крыло Андырчинской синклинали срезается структурой среднепалеозойского Передового хребта. Все это позволяет определить время возникновения синклинали как досреднепалеозойское.

Северное крыло Андырчинской синклинали восточнее долины Баксана сложено породами нижней части разреза протерозоя (гвандринской и клычской свит). Примыкающая к ней с севера Тырныаузская антиклиналь образована здесь занимающими более высокое стратиграфическое положение хасаутской и чегемской свитами. Это заставляет предположить, что указанные складки разделены разрывом. Действительно, в верховьях р. Кестанты в современной структуре этой территории такой разрыв, наклоненный в южном направлении, существует. По нему гвандринские биотитовые сланцы северного крыла Андырчинской синклинали надвинуты на породы хасаутской и чегемской свит Тырныаузской антиклинали. Смещены по нему также и юрские отложения. Не исключено, что разрыв этот существовал уже в досреднепалеозойское время. В пользу такого предположения, использованного при построении карты, могуть быть истолкованы данные о строении Кубанской антиклинали.

Эта антиклиналь располагается на р. Кубань, в районе впадения в нее рек Даут и Худес. Протерозойские породы, образующие Кубанскую антиклиналь, перекрыты полого залегающим мезозоем, срезаны с севера гранитами малкинского типа, а с юга структурой Передового хребта. Последнее и позволяет считать эту антиклиналь элементом досреднепалеозойской, т. е., по-видимому, байкальской тектонической структуры. В ее ядре на небольшой площади вскрываются породы джаланкольской свиты. Выше, окружая их со всех сторон и протягиваясь широкой полосой вниз по долине Кубани, обнажаются породы, которые Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Н.И. Пруцкий (1974 г.) выделяют под названием индышской толщи. По данным И.С. Красивской [138], в пределах этой полосы обнажаются мелкозернистые хлоритовые, хлорит-актинолитовые и биотит-хлоритовые сланцы, пронизанные многочисленными жилообразными телами фельзитов и фельзит-порфиров, занимающих более половины объема данной части разреза. Это породы обычно темно-серые, массивные, мелкозернистые, очень плотные. Слоистость в них не заметна, сланцеватость отсутствует. Они имеют кварц-альбитовый состав с примесью чешуек серицита, биотита и рудной пыли. Фельзиты и инъецируемые ими сланцы прорваны согласными дайками кварцевых порфиров. С этими породами сопряжены дайки гнейсированных гранит-порфиров, вскрывающихся по правому притоку Кубани — р. Индыш.

Поскольку при принятом нами масштабе невозможно изобразить раздельно метаморфические сланцы и интрузивные породы, в составе рассматриваемой полосы мы показываем только преобладающие здесь фельзиты. Как отмечает И.С. Красивская, интрузивные залежи фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров тесно связаны друг с другом пространственно, отличаются более низкой (по сравнению с другими доюрскими породами этого участка) степенью метаморфизма. Абсолютный возраст гранит-порфиров р. Индыш равен 340—350 млн. лет (не моложе девона). Судя по перечисленным данным, формирование интрузивных тел этого состава происходило, по-видимому, в девонское время, когда интенсивно проявлялись магматические процессы в смежной с юга зоне Передового хребта.

Можно думать, что фельзиты-кварцпорфиры внедрились либо вдоль стратиграфической границы джаланкольской и вышележащей свиты метаморфических пород, либо по возможной плоскости разделяющего их пологого надвига (см. выше).

Возраст вмещающих пород определяется как протерозойский из сопоставления с рассмотренными районами Центрального Кавказа. Это подтверждается абсолютным

возрастом габбро-диоритов, секущих метаморфические породы Кубанской антиклинали, равным 386—450 млн. лет [138].

Стратиграфически выше располагается толща темных серо-зеленых средне- и мелкозернистых альбит-хлоритовых, альбит-амфибол-хлоритовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев и гнейсов с подчиненными прослоями амфиболитов и редкими прослоями мраморизованных известняков. Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Н.И. Пруцкий (1974 г.) выделяют ее под названием ташлыкольской толщи, мощность которой они оценивают в 300—700 м, а И.С. Красивская [138] — в 1000 м. По их данным, породы этой свиты в большинстве случаев можно рассматривать как диафториты по биотитовым и гранат-биотитовым гнейсам, которые сохранились в виде реликтовых участков. По составу, степени метаморфизма, общему облику эта толща пород вполне может быть отнесена к уллучиранской свите. По-видимому, к этой же свите относятся зеленоцветные сланцы, располагающиеся между телами фельзитов и фельзит-порфиров ниже по разрезу.

На южном и западных крыльях Кубанской антиклинали на уллучиранскую свиту налегает толща серых мелкозернистых кварцитов, кварцитовых сланцев (с примесью хлорита, серицита, мусковита). Ю.Я. Потапенко [224] оценивает их мощность в 100—500 м. Эта толща вполне аналогична по составу таллыкольской свите кварцитов, которая располагается в основании хасаутской свиты в верховьях р. Малки.

Толща кварцитов вверх по разрезу сменяется темными серо-зелеными хлоритовыми, хлорит-кварц-альбитовыми и эпидот-альбитовыми сланцами с пластами темных серо-зеленых плагиоклазовых порфиритоидов. И.С. Красивская [138] отмечает присутствие линзовидных прослоев известняков. Ю.Я. Потапенко [224] выделяет эти отложения в мораллыкольскую свиту. Мощность ее оценивается приблизительно в 600 м. Набор пород свиты аналогичен тому, который характерен для хасаутской свиты на Баксане.

Таким образом, в пределах Кубанской антиклинали хасаутская свита трансгрессивно ложится на уллучиранскую, а гвандринская, клычская свиты и макерская серия выпадают из разреза. Это сближает Кубанскую антиклиналь с Малкинской, где разрез клычской свиты и макерской серии резко сокращен по сравнению с более южными районами.

На южном и западном крыльях Кубанской антиклинали на зеленоцветных породах хасаутской свиты располагаются залегающие согласно с ними светлые зеленовато-серые, серебристо-серые, крупно- или среднекристаллические кварц-мусковитовые, кварц-хлорит-мусковитовые сланцы с многочисленными порфиробластами альбита. По составу, степени метаморфизма, общему облику эта толща не имеет ничего общего с занимающей такое же стратиграфическое положение чегемской свитой, но зато очень похожа на макерскую серию — в том ее виде, который она имеет в долине Баксана в районе г. Тырныауз, в долине р. Гижгит или в верховьях Малки. Сходство столь велико, что мы эти сланцы относим к макерской серии, невзирая на необычное их положение в разрезе, и полагаем, что они в данном случае перекрывают хасаутскую свиту по надвигу.

Прослеживание тектонической границы хасаутской свиты и макерской серии в современной структуре показывает, что эта граница повторяет все изгибы, которые испытывают геологические границы пород, располагающихся ниже по разрезу — подошва хасаутской свиты, границы толщи кварцитов в основании свиты. Такая параллельность нормальных стратиграфических и тектонической границ в плане при достаточно сложной их конфигурации возможна только если плоскость тектонического раздела параллельна плоскостям стратиграфических поверхностей. Иными словами, плоскость надвига, который можно назвать Штымбашинским, параллельна или почти параллельна слоистости нарушаемых отложений. В современной структуре этот надвиг наклонен на юг на 50—70° на южном крыле антиклинали и приблизительно на 30° на запад на западном крыле. Он испытывает довольно значительные изгибы по простиранию (вместе с нарушаемыми отложениями). С юга его обрезают более крутые разрывы северного крыла Передового хребта (см. рис. 7, профиль II). Это позволяет считать, что надвиг возник в досреднепалеозойское и потому, вероятно, в довендское время, и показать его на рассматриваемой карте. В протерозое он, вероятно, был наклонен положе.

Можно предположить, что восточным продолжением или аналогом этого надвига служит тот разрыв, по которому соприкасаются Тырныаузская антиклиналь и Андыр-

чинская синклиналь и по которому поднятым также оказывается южное крыло. Возможно также, что Кубанская и Тырныаузская антиклинали — части единой валообразной складки кавказского простирания.

Вдоль южной окраины зоны Главного хребта Центрального Кавказа протягивается полоса обширных, вытянутых в кавказском направлении антиклинальных поднятий. Самое восточное из них — Балкарская брахиформная антиклиналь — было выделено между реками Ардон и Черек Безенгийский [303]. В замковой части поднятия располагаются породы уллучиранской свиты (В.М. Андреев, В.С. Гробман, Е.А. Москалев, 1962 г.). Они, по-видимому, окружались широкой полосой пород гвандринской свиты, которая в этой части Центрального Кавказа выделена под названием нижнебезенгийской подсвиты. В настоящее время бóльшая часть этой полосы занята герцинскими гранитоидами, а породы гвандринской свиты сохранились здесь только в двух местах на северном крыле поднятия в виде небольшого пятна в междуречье Уруха—Билягикома (левый приток р. Урух) и в междуречье Думалы—Черека Безенгийского, а также на южном крыле поднятия в верховьях р. Мулхуры (бассейн Ингури) в полосе гор Тетнульд—Джангитау. В верховьях ледника Ценнер, судя по выносам в его моренах, располагается большое количество выходов амфиболовых сланцев. Это дает возможность предполагать здесь поле распространения пород клычской (отвечает верхнебезенгийской подсвите) свиты, вероятно, в ядре небольшой Ценнерской синклинали. Выше гвандринских сланцев на северном крыле поднятия также располагаются породы клычской свиты, которые можно видеть в бассейнах рек Гара-Аузусу и Булунгусу (правые притоки Чегема) (синклиналь Хаирла на более поздних картах). Возможно, поля распространения пород клычской свиты на северном и южном крыльях поднятия в раннепалеозойское время смыкались, обрисовывая западную периклиналь поднятия, как это показано на карте.

Породы клычской свиты устанавливаются только на крыльях в западной части Балкарского поднятия. На восточной его периклинали довольно широко распространены — по рекам Урух, Ардон, Фиагдон — породы буронской свиты, в составе которой преобладают кварц-двуслюдяные и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы и которую, судя по составу, можно считать аналогом макерской серии западной части Центрального Кавказа. Непосредственное налегание пород буронской свиты на кварц-биотитовые сланцы и гнейсы (А.М. Демин, 1956 г.), которые можно отнести к гвандринской свите, наблюдается в верховьях р. Сехоладон (приток р. Урух) на южном крыле небольшой антиклинали, осложняющей северное крыло Балкарского поднятия. Клычская свита, таким образом, из разреза здесь выпадает. Поскольку нет никаких данных в пользу того, что упомянутая осложняющая антиклиналь существовала уже в рассматриваемое время, на карте она не показана. По той же причине не изображена на ней Зылгинско-Думалинская антиклиналь (см. рис. 3), подставляющая, по-видимому, предыдущую по простиранию.

В целом Балкарское брахиформное поднятие имеет в плане форму овала, вытянутого в кавказском направлении. Его длинная и короткая оси равны приблизительно 70 и 30 км. Возраст его может быть или герцинским, или байкальским, что более вероятно, хотя для решения этого вопроса нет прямых данных. Единственный аргумент — это аналогия с Тетнульдским антиклинальным поднятием, которое располагается к юго-западу от Ценнерской синклинали и сопрягается с ней. В настоящее время сохранилась только часть северного крыла Тетнульдского поднятия, сложенная наклоненными на север кварц-биотитовыми сланцами и гнейсами, располагающимися стратиграфически ниже пород клычской свиты Ценнерской синклинали. Они аналогичны тем, которые в других местах слагают гвандринскую свиту. Располагающийся южнее Южно-Кавказский прогиб, возникший, по-видимому, в среднем палеозое, обрывает северное крыло этого поднятия. Вся остальная и, по-видимому, бóльшая его часть располагалась, вероятно, на территории, которая в настоящее время входит в состав Южно-Кавказского прогиба. Это и дает основание считать рассматриваемое поднятие (а по аналогии с ним и Балкарскую антиклиналь) досреднепалеозойским и потому, вероятно, байкальским образованием.

Западнее Балкарского и Тетнульдского поднятий располагается крупная Гондарайская антиклиналь. Лучше всего сохранилось и наиболее полно изучено ее восточное периклинальное замыкание в верховьях р. Баксан и по его притоку — р. Юсеньги, а также в верховьях р. Долры — правого притока р. Ингури. Здесь в ядре антиклинали

по Баксану и в верховьях Юсеньги вскрываются кварц-биотитовые сланцы и гнейсы, аналогичные таковым гвандринской свиты. Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Н.И. Пруцкий (1974 г.) разделяют их здесь на донгузорунскую (кварц-биотитовые сланцы и гнейсы с подчиненными кварц-двуслюдяными и кварц-мусковитовыми сланцами) и терскольскую (биотит-андалузит-кварцевые сланцы) свиты. Общая мощность около 2000 м. На северном и южном крыльях антиклинали (реки Баксан, Юсеньги, пер. Бечо, верховья р. Долры) выше гвандринской свиты располагаются мусковитовые и двуслюдяные сланцы и гнейсы макерской серии, которые эти исследователи относят к аркасарской свите. Мощность ее около 1500 м. В основании свиты здесь прослеживается пачка кварцитов мощностью до 200—300 м. Аналоги клычской свиты в данном случае отсутствуют. Из долины р. Долры породы макерской серии прослеживаются в западном направлении до восточного борта долины р. Накры.

На северном крыле антиклинали на правом борту долины р. Юсеньги выше пород макерской серии, по нашим данным, располагаются темно-серые кварц-графит-серицитовые, реже — хлоритовые и серицитовые сланцы, вполне аналогичные отмеченным на р. Тызыл в составе хасаутской свиты. Среди них залегают один—два мощных (десятки метров) пластовых тела массивных альбитизированных амфиболитов. Они представляют, вероятно, интрузивные залежи. Еще более мощные, до 500—700 м, линзовидные тела аналогичного состава отмечаются здесь же ниже по разрезу, среди сланцев макерской серии, с которыми они, залегая в общем согласно, имеют тем не менее секущие контакты (В.М. Андреев, В.С. Гробман, В.И. Серебрийский, 1964 г.). По составу и стратиграфическому положению отмеченную толщу метаморфических пород можно отнести к хасаутской свите. Пластовые и секущие тела базитов также являются одной из характерных особенностей этой свиты. Вполне объяснимо и наличие субинтрузивных тел того же состава среди пород, подстилающих хасаутскую свиту. По-видимому, отложения хасаутской свиты огибали всю восточную периклиналь Гондарайской антиклинали.

Западнее меридиана горы Эльбрус вся зона Главного хребта сложена мигматитами и пластовыми телами герцинских гранитоидов разного типа. Устанавливается общий довольно пологий (30—40°) наклон пластов этих пород в северном направлении, лишь местами осложняемый второстепенными плавными изгибами. Расшифровать внутреннюю структуру этой части Центрального Кавказа очень сложно, так как здесь почти не сохранились неизмененные кристаллические сланцы или гнейсы протерозоя, столь широко распространенные восточнее.

В ходе геологического картирования этой части зоны Главного хребта в бассейне притоков р. Кубань — рек Учкулан, Гондарай (бассейн р. Кубань) — В.И. Серебрийский, В.С. Гробман (1966 г.) пришли к выводу, что среди мигматитов здесь можно выделить разности, образовавшиеся по сланцам уллучиранской свиты, верхне- и нижнебезенгийской подсвит. На этом основании указанные исследователи выделили в бассейне р. Гондарай крупную, опрокинутую на юг антиклинальную складку, которую можно считать ядром Гондарайской антиклинали.

Изложенные данные позволяют предполагать, что рассматриваемая антиклиналь протягивалась от верховьев Баксана далеко на запад, в бассейн левых притоков Кубани — рек Гондарай, Махар.

Западное окончание этой антиклинали не известно. В верховьях Теберды и по долинам ее притоков, рек Алибек и Домбай-Ульген, севернее Домбайской "Юрской депрессии" протягивается полоса кварц-хлорит-мусковитовых и кварц-двуслюдяных сланцев, которые можно отнести к макерской серии. Судя по их месту в современной структуре Центрального Кавказа, эти сланцы могут отвечать южному крылу Гондарайской антиклинали. На водоразделе Теберды и ее левого притока — р. Азгек — сохранились кварц-биотитовые сланцы, очень сходные с гвандринскими. Они могли бы располагаться на северном крыле антиклинали. Где-то между ними могло замыкаться ядро антиклинали, сложенное породами уллучиранской свиты.

Время возникновения антиклинали неясно. Байкальский ее возраст принят в основном по аналогии с Балкарской и Тетнульдской антиклиналями. Кроме того, на Баксане восточная периклиналь антиклинали срезается герцинскими гранитами, возраст которых, возможно, средне-позднепалеозойский.

Восточная периклиналь антиклинали почти соприкасается с южным крылом и западной центриклиналью Андырчинской синклинали. В настоящее время эти элементы

структуры фундамента соприкасаются по разрыву, называющемуся Адылсуйским. Если с юга к нему подходят породы макерской серии и хасаутской свиты, то с севера — уллучиранской. Как и в случае с разрывом, проходящим вдоль северного крыла Андырчинской синклинали, можно предположить, что рассматриваемый разрыв существовал уже в байкальское время. На северо-западе он в настоящее время затухает в районе вулкана Эльбрус. На юго-восток разлом в настоящее время протягивается вплоть до бассейна р. Урух. Но в байкальское время этот разлом, если вообще существовал, затухал, по-видимому, гораздо раньше, так как нет никаких оснований протягивать его через приосевую часть Балкарской антиклинали так, как он проходит в настоящее время. Об этом говорит хорошая сопоставимость геологических границ северного и южного крыльев Балкарской антиклинали. В этом случае полоса пород уллучиранской свиты, протягивающаяся на южном крыле Андырчинской синклинали вдоль Адылсуйского разрыва, должна была довольно быстро выклиниться, не доходя до поля распространения пород клычской свиты в бассейне рек Гара-Аузусу, Булунгусу и других правых притоков Чегема.

В полосе рассмотренных антиклиналей в ряде пунктов макерская серия, судя по имеющимся данным, подстилается гвандринской свитой, а клычская свита в разрезе отсутствует. Это можно объяснить фациальным замещением амфиболовых пород клычской свиты биотитовыми сланцами и гнейсами, вследствие чего она перестает отличаться от гвандринской. Это также может быть связано с трансгрессивным налеганием макерской серии. Появление местами толщи кварцитов, которые можно рассматривать как базальные образования в основании этой серии, согласуется с последним предположением.

К югу от Гондарайской антиклинали в верховьях р. Теберды (р. Аманауз) и р. Кодори (реки Гвандра, Клыч) в байкальское время располагалась крупная, относительно неширокая антиклинальная складка кавказского простирания. В современной структуре — это Клычская антиклиналь [261]. В ядре ее вскрываются биотитовые сланцы и гнейсы гвандринской свиты, на крыльях — преимущественно амфиболовые сланцы и гнейсы клычской свиты. Стратиграфически выше последней на южном крыле антиклинали в междуречье Гвандры—Секена располагается толща пород, аналогичных таковым среднепалезойской мамхурцевской свиты в верховьях р. Лабы [304]. Между клычской и предполагаемыми аналогами мамхурцевской свиты располагается маломощное интрузивное тело гранито-гнейсов клычского типа. Эти последние мы условно, на основании некоторого внешнего сходства, включаем в одну группу с балкарскими (см. далее). Места для более молодых свит протерозоя (в первую очередь макерской серии) здесь не остается. И если предположить, то контакт клычской и мамхурцевской свит здесь первоначально был стратиграфическим, что существование антиклинального поднятия на месте Клычской антиклинали уже в среднепалезойское время (и, следовательно, раньше) становится вполне вероятным. Гвандринская свита в ядре антиклинали в это время еще могла не обнажаться. С макерскими сланцами южного крыла Гондарайской антиклинали Клычская антиклиналь в современной структуре контактирует по разрыву. Данные о существовании сочленяющейся их синклинали отсутствуют. Можно предположить, что Клычская антиклиналь была ограничена с севера разрывом и в досреднепалеозойское время.

Западная периклиналь Клычской антиклинали располагается, по-видимому, в верховьях рек Большая Лаба—Большой Зеленчук. Здесь, по данным Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Н.И. Пруцкого (1974 г.), в низах разреза вскрываются биотитовые сланцы и гнейсы гвандринской свиты. Видимая мощность 450 м. Выше следуют птышская, аманаузская и кизгычская свиты, представленные чередованием амфиболитов, амфиболовых и биотитовых сланцев и гнейсов. Общая мощность оценивается в 1100—1300 м. Эти отложения по составу и стратиграфическому положению отвечают клычской свите М.Л. Сомина. Стратиграфически выше располагается мощная толща пород, в составе которых преобладают кварц-двуслюдяные и кварц-мусковитовые сланцы. Подчиненное положение занимают биотитовые сланцы, прослои амфиболитов, встречаются линзы мраморов. В верхах разреза распространены кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, кварциты. Общая мощность 1500—2000 м. Всю эту толщу пород указанные исследователи относят к макерской серии, разделяя ее на аркасарскую, терскольскую и софийскую свиты.

Завершается разрез, по их данным, отложениями среднепалеозойской дамхурцев-

ской свиты, налегающей на макерскую серию, что согласуется с данными М.Л. Сомина [261], за тем исключением, что последний дополнительно выделяет в основании среднего палеозоя мамхурцевскую свиту. Из сказанного следует, что клычская и гвандринская свиты, образующие буульгенскую серию, не могут быть стратиграфическими аналогами лабинской серии, в которую входит мамхурцевская и дамхурцевская свиты.

Средняя часть Клычской антиклинали изучена недостаточно. По данным различных исследователей, на значительном протяжении этой складки прослеживается полоса кварц-биотитовых сланцев и гнейсов гвандринской свиты, вскрывающейся, судя по приведенным выше материалам, в ядре этой складки. В нескольких участках южнее этой полосы установлено распространение существенно амфиболовых сланцев и гнейсов, сходных с таковыми клычской свиты и маркирующих, по-видимому, южное крыло антиклинали. Наконец, еще южнее, в двух пунктах в бассейне р. Ацгара в Абхазии (район оз. Верцхлис-тба и по р. Шоудид), обнаружены выходы кварц-двуслюдяных, кварц-мусковитовых, кварц- хлорит-мусковитовых сланцев с альбитом, выделенных в верцхлистбискую свиту [196, 296]. Мощность ее 1400 м. Судя по составу, степени метаморфизма и положению в структуре региона, эту свиту можно отнести к макерской серии и полагать, что она вскрывается на южном крыле Клычской антиклинали.

В северо-западной части Центрального Кавказа на предсреднепалеозойскую поверхность выходят почти исключительно породы макерской серии. В полосе Передового хребта в пределах Блыбского поднятия в междуречье Малой Лабы—Большой Лабы обнажаются метаморфические породы, разделенные А.А. Самохиным [243] на две свиты. Нижняя, балканская свита, представлена преимущественно амфиболовыми сланцами и гнейсами с пачками кварц-слюдяных сланцев и гнейсов в верхах свиты. Видимая мощность до 2000 м. Верхняя, армовская, свита сложена преимущественно кварц-мусковитовыми с гранатом сланцами и гнейсами. В верхах ее отмечаются кварц-хлорит-серицитовые сланцы (может быть, их следует относить к хасаутской—чегемской свитам). Мощность свиты 4000—5000 м. Состав двух перечисленных свит и их последовательность позволяют сопоставлять их с клычской свитой и макерской серией разреза древних толщ Центрального Кавказа. Аналогичную точку зрения высказали Г.И. Баранов и И.И. Греков (см. [132]). Нет никаких реальных оснований предполагать, что породы балканской (клычской) свиты выходили на предсреднепалеозойскую поверхность и что, следовательно, Блыбское поднятие в той или иной форме существовало в предсреднепалезойское время.

На северо-западном продолжении Блыбского поднятия и на северо-западном окончании Софийского поднятия (в зоне Главного хребта) также распространены породы макерской серии. Локальное поднятие в указанной части Центрального Кавказа существовало в это время, по-видимому, только на территории, отвечающей современному Пшекиш-Бамбакскому поднятию. Здесь, в юго-восточной его части, по данным И.А. Шамрая и Д.Ф. Власова (1956 г.), ниже отложений, которые можно сопоставить со средним палеозоем Передового хребта и Дамхурцевской синклинали (см. ниже), вскрываются в основном кварц-полевошпат-биотитовые сланцы и гнейсы местами с гранатом и реже — амфиболовые сланцы. По составу и степени метаморфизма мы считаем возможным рассматривать их как аналог гвандринской свиты. К востоку от поля распространения этих пород, по данным тех же исследований, обнажаются кварц-амфиболовые сланцы, которые по тем же соображениям можно отнести к клычской свите, севернее и южнее — уже упоминавшиеся поля распространения пород макерской серии. Эти материалы позволяют предполагать существование антиклинали, которую можно назвать Кишинской.

В пределах Чугушского поднятия в современной его структуре больше всего распространены породы, которые М.Л. Сомин [261] считает возможным относить к клычской свите. Ниже их, по данным С.Л. Бызовой (1956 г.), вкрываются биотитовые сланцы и гнейсы, которые можно считать аналогами гвандринских, а выше, в ядре синклинали, — сланцы макерского типа. В досреднепалеозойское время эти последние могли быть распространены на дневной поверхности гораздо шире, так что, вероятно, и здесь на рассматриваемой карте можно было бы показать породы этого возраста.

Таким образом, в предсреднепалеозойское время в восточной части Центрального Кавказа протерозойские отложения от уллучиранской до чегемской свиты образуют несколько вытянутых в кавказском направлении крупных антиклинальных складок. К их числу можно отнести Балкарскую, Гондарайскую и, вероятно, Кубано-Малкин-

скую и Тетнульдскую. Между ними располагаются синклинальные прогибы, имеющие менее правильные, местами прихотливые очертания в плане. Особняком, вероятно, стоит Клычская антиклиналь, обладающая более четкой линейностью в плане, и, возможно, Тырныаузская антиклиналь, также отличающаяся меньшей, чем другие антиклинали, шириной, узкой, оттянутой восточной периклиналью.

Выявляются (с разной степенью достоверности) три разрыва. Самый северный, Штымбашинский, имеет характер согласного со слоистостью нарушаемых отложений надвига. Следующий к югу, Адылсуйский, является чешуйчатым надвигом в современной структуре. Возможно, что он существовал и имел такой же характер и на байкальском этапе развития. Третий, Алибекский, проходящий по северному крылу Клычской антиклинали, мы рассмотрим ниже. Судя по имеющимся данным, к началу среднего палеозоя перечисленные складки были дислокациями очень плавными, нерезко выраженными. Об этом говорит характер угловых несогласий между протерозойскими и более молодыми, палеозойскими и мезозойскими отложениями. Как правило, эти угловые несогласия очень незначительны, около 10–20°, что свидетельствует о том, что основная дислоцированность пород связана с более поздними движениями.

К востоку и особенно к западу от этой части Центрального Кавказа были широко распространены отложения макерской серии. Такое различие между западной и восточной частями Центрального Кавказа определяется, вероятно, добайкальским (карельским) тектоническим планом с его субмеридиональными простираниями структур.

Байкальский тектогенез завершается в рассматриваемой части Средиземноморского складчатого пояса к венду, и в течение венда–кембрия–силура на Кавказе существовал платформенный режим [232]. На подавляющей части Центрального Кавказа отложения этого стратиграфического интервала не сохранились. Наибольший по площади останец каледонского платформенного чехла располагается в северо-восточной части Лабино-Малкинской зоны, в бассейне р. Малка, где он образует широкую Хасаутскую синклиналь (см. рис. 2). Южное крыло синклинали вскрывается по рекам Хасаут и Малка, а северное обнаружено, по-видимому, бурением в нескольких километрах к юго-востоку от Кисловодска. Восточное продолжение складки не установлено, а западную центриклиналь можно предполагать в верховьях Хасаута [302]. Уже в долине соседней р. Эшкакон обнажаются кварц-хлоритовые сланцы хасаутского типа.

В основании разреза нижнепалеозойских отложений, слагающих Хасаутскую синклиналь, располагается урлешская свита. Она трансгрессивно, с базальным конгломератом (3–5 м) в основании и угловым несогласием налегает на протерозойские метаморфические сланцы. Свита представлена аркозовыми песчаниками преимущественно красноцветными, реже зеленоватыми, серыми, фиолетовыми, с прослоями кирпично-красных алевролитов. Мощность 1000–1500 м.

Выше согласно, хотя и с перерывом налегает лахранская свита. Она сложена зеленовато-серыми филлитовыми и темно-серыми сланцами с прослоями серых кристаллических известняков в нижней части. Мощность свиты 800–1100 м [71]. Урлешскую свиту можно датировать нижним кембрием [302]. Из известняков лахранской свиты собрана фауна лудловского яруса верхнего силура. Выше по разрезу отмечались находки нижнедевонской фауны. По данным Л.Д. Чегодаева [133], здесь установлены нижний девон и эйфельский ярус среднего девона.

Ф.М. Дысса (1972 г.), Л.Д. Чегодаев и Н.А. Савченко (1975 г.) обнаружили в полосе Передового хребта силурийские отложения, представленные глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками с прослоями вулканогенных пород. Все известные пункты местонахождения силурийских отложений были зафиксированы на сводной карте Северного Кавказа, составленной большим коллективом геологов Северо-Кавказского геологического управления (Ю.Я. Потапенко и др., 1977 г.).

Обычно эти отложения рассматриваются как свидетельство того, что уже в силурийское время на территории Передового хребта установился геосинклинальный режим. Однако эта точка зрения представляется недостаточно обоснованной. Отложения имеют незначительную видимую мощность. По формационному составу они близки одновозрастным отложениям, вскрывающимся за пределами палеозойского геосинклинального трога Передового хребта, в Хасаутской синклинали. Сходные по составу граптолитовые сланцы ордовика распространены на территории Ирана, где они входят в состав заведомо платформенного чехла эпибайкальской платформы. Основные вулканогенные породы также не могут рассматриваться как решающий аргумент в этом отношении. Во-

первых, основные эффузивы могут быть широко распространены в составе платформенного чехла, как это имеет место в платформенном инфракембрии Ирана. Во-вторых, в данном случае вулканические породы могут быть субинтрузивными, связанными с девонской вулканической деятельностью. Поэтому, судя по сопоставимости формационного облика силурийских отложений Передового хребта с одновозрастными отложениями смежных платформенных территорий (Иран, Лабино-Малкинская зона), можно предполагать, что они являются остатками догеосинклинального платформенного чехла, которые сохранились от последующего размыва в полосе Передового хребта [232]. Основание, на которое они налегали, не известно.

Все эти соображения относительно силура Передового хребта имеют предварительный характер, так как данных по этому вопросу еще крайне мало и они допускают различную интерпретацию. Так, Ю.Я. Потапенко [133] полагает, что часть кремнистых пород с фауной силура на северной окраине зоны Передового хребта может находиться во вторичном залегании, т.е. быть переотложенной.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕРЦИНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Хотя мы полагаем, что на Кавказе существовал единый герцинско-альпийский этап развития [310], элементы структуры, которые сформировались в ходе герцинского и альпийского тектогенеза, для удобства изложения рассматриваются раздельно. Дислокации, которые начинали формироваться в герцинском, а заканчивали — в альпийском подэтапе, фигурируют в этой и следующей главах.

Приблизительно на рубеже раннего и среднего девона возникает то расчленение на основные тектонические зоны, которое затем сохраняется в течение всего среднего и позднего палеозоя, мезозоя и большей части кайнозоя. В это время на теле каледонской платформы на рассматриваемой территории возникают два глубоких прогиба, трога, в которых начинается интенсивное осадконакопление. Это Крымско-Северо-Кавказский трог на севере (зона Передового хребта является его составной частью) и Южно-Кавказский прогиб на юге. В этих трогах за средний—поздний палеозой и триас накопилось до 8—16 тыс. м осадочных и вулканогенных пород. Зоны Лабино-Малкинская, Главного хребта, Дзирульский массив с их сокращенными, часто до полного выклинивания, чехлами одновозрастных пород разделяют и окружают эти троги. К числу межтроговых поднятий мы относим и зону Восточного Кавказа, для которого характерны относительно малые мощности палеозойских, мезозойских (кроме нижне-среднеюрских) и кайнозойских отложений.

Прежде чем рассматривать собственно герцинскую тектоническую структуру региона, остановимся кратко (в той мере, какая необходима для понимания дальнейшего изложения) на осадочных и магматических образованиях этого возраста.

Разрезы отложений, накапливающихся в пределах каждой из этих зон, оказываются в какой-то, иногда очень значительной степени различными, почему их и приходится описывать раздельно. В поднятиях, разделяющих троги, кроме того, формируются мощные тела гранитоидов различного типа, а также интрузии другого состава.

Предкавказская зона. На территории Восточного Предкавказья, судя по сейсмическим данным, широко распространены отложения герцинского складчатого комплекса, прослеживаемые сюда от вала Карпинского [232]. Они вскрыты бурением в единственной скважине в Восточном Предкавказье на своде Бенойской антиклинали, где их верхняя часть представлена нижнетриасовыми темно-зелеными, зеленовато-серыми, серыми глинисто-слюдистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей, известняков и доломитов. Мощность превышает 1000 м [195].

Лабино-Малкинская зона. В пределах зоны палеозойские отложения отсутствуют. Из образований этого возраста наибольшее значение здесь имеют граниты малкинского типа, слагающие несколько крупных тел, и серпентиниты Малкинского массива.

Последний вскрывается по р. Малке и ее притокам. Представлен хризотило-баститовыми серпентинитами, сформировавшимися по гарцбургитам, которые в периферических частях массива переходили в лерцолиты. Н.Д. Соболев [256] отмечает, что они имеют активный магматический контакт с вмещающими глинистыми сланцами

лахранской свиты. На контакте (мощность которого несколько десятков сантиметров) серпентиниты "припаяны" к измененным, "спеченным" сланцам, в которых слабо различается их сланцеватость. Отмечены жилы серпентинита среди аналогичных сланцев, ксенолиты сланцев в серпентините. По мнению Н.Д. Соболева, ультрабазитовая магма внедрялась в уже деформированные осадочные породы, так как сланцы смяты, а контактовая зона с серпентинитами не нарушена. Перекрываются серпентиниты (совместно с вмещающими породами) отложениями юры. Возраст их, таким образом, может быть определен как послеэйфельский—доюрский. Эти серпентиниты считаются обычно нижнекаменноугольными по аналогии с возрастом более мелких тел аналогичного состава в зоне Передового хребта.

Северные, или "красные", граниты малкинского типа вскрываются в пределах зоны от р. Белой на западе до р. Малки на востоке. В их составе преобладают крупно- и среднезернистые граниты и гранодиориты розовые, красные, серые, состоящие из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита. Они образуют крупное тело (или ряд крупных тел) сложной формы, секущих вмещающие протерозойские породы. Мезозой (включая триас) налегает на них с размывом. Радиометрический их возраст 260—290 млн. лет [106], что соответствует позднему карбону—перми. Г.А. Михеев и др. [182] указывают, что галька этих гранитов встречена в большом количестве в конгломератах верхнего карбона—нижней перми; отмечено прорывание этими гранитами нижнекаменноугольных отложений. Это позволяет определить возраст гранитов как среднекаменноугольный или предсреднекаменноугольный.

Зона Передового хребта. Широко распространены палеозойские отложения в пределах зоны Передового хребта. Основание комплекса палеозойских пород вскрывается, по-видимому, в западной части зоны, в пределах Блыбской антиклинали, где среднедевонские отложения кизилкольской свиты перекрывают макерские сланцы протерозоя. Е.А. Снежко [71] и Ю.Я. Потапенко [224] полагают, что это нормальный несогласный стратиграфический контакт. Характер рисовки этого контакта на геологических картах (И.И. Греков, Е.А. Снежко, С.П. Момот, 1966 г.), соотношение его с геологическими границами палеозойских отложений Передового хребта согласуются с этой точкой зрения.

Аналогичная, по-видимому, картина наблюдается на северном крыле прогиба Передового хребта в бассейне рек Большая Лаба—Бескес, где среднедевонские песчано-глинистые породы бахмуткинской свиты налегают на протерозойские граниты балканского типа, образующие здесь пластовое тело в метаморфических сланцах макерской серии, и беденские ультрабазиты. Судя по результатам бурения в этом районе [193], средний девон образует здесь маломощный субгоризонтальный чехол на древних метаморфических и магматических породах. Мы в дальнейшем изложении исходили из представления о нормальном стратиграфическом контакте среднего палеозоя и протерозоя в этой зоне. Возможно, что более поздние срывы могли затем осложнить этот контакт.

Наиболее древние отложения комплекса пород Передового хребта [274] выделены в бахмуткинскую свиту, сложенную филлитами и песчаниками с линзами известняков с фауной эйфельского и живетского ярусов среднего девона. Мощность до 1500 м. Основание свиты вскрыто, по-видимому, бурением в долине р. Бескес, вверх она сменяется кизилкольской свитой вулканогенных пород, в нижней части которой развиты эффузивы преимущественно основного и среднего составов (спилиты, диабазы, порфириты, лавобрекчии и туфы), а в верхней — эффузивы кислого состава (кварцевые альбитофиры и их туфы). Возраст по фауне среднедевонский. Мощность около 2000 м. Вышележащая картджюртская свита в нижней части сложена туфами смешанного состава, в средней — туффитами, песчаниками, филлитами с линзами известняков, в верхней — конгломератами, песчаниками, филлитами с линзами известняков. Фауна верхов среднего—низов верхнего девона. Мощность до 2000 м. Выше следует пастуховская свита, представленная известняками с подчиненными песчаниками и глинистыми сланцами. Возраст по фауне верхнедевонский. Мощность 600 м. Завершается разрез кольтюбинской свитой. В междуречье рек Большой Зеленчук и Малая Лаба нижняя часть свиты представлена горизонтом известняков с фауной турнейского яруса нижнего карбона, которые восточнее фациально замещаются песчаниками и филлитами. Верхняя часть свиты сложена песчаниками и филлитами с прослоями туфогенных пород. Мощность

свиты около 600 м. В восточной части зоны Передового хребта аналогичные, вероятно, по возрасту отложения относятся к аманчатской свите.

В зоне сочленения прогиба Передового хребта с Лабино-Малкинской зоной и зоной Главного хребта разрез среднего палеозоя испытывает существенные изменения. Здесь, как отмечают Л.Н. Барышев (1972 г.), И.И. Греков и Е.А. Снежко [71], Д.С. Кизевальтер (1968 г.), М.И. Никитина (1970 г.), Ю.Я. Потапенко [133] и другие исследователи, выявлены уменьшение мощностей и соответствующие фациальные изменения среднепалеозойских отложений, свидетельствующие о приближении к смежным поднятиям.

С угловым несогласием на различных отложениях палеозоя, а местами, особенно в смежных частях Лабино-Малкинской зоны, на протерозойских породах залегают толщи средне-верхнекаменноугольных, пермских и триасовых отложений [69, 71, 179].

Средний карбон сложен сероцветными алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов, с пластами и прослойками каменных углей. Значительную роль играют местами покровы кварцевых порфиров, реже — порфиритов и их туфов. Мощность до 500—900 м. Верхний карбон состоит преимущественно из серых конгломератов и песчаников. Мощность до 1300 м.

К нижней перми относится толща красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов с подчиненными прослоями известняков, покровами порфиритов, альбитофиров и их туфов. Мощность может достигать нескольких тысяч метров. Верхняя пермь известна только в западной части зоны. Она представлена толщей морских глинистых сланцев и разнообразных известняков. Мощность до 300 м.

В верховьях рек Малая Лаба и Белая, в пределах северо-западного продолжения зоны Передового хребта и, возможно, на смежных частях Лабино-Малкинской зоны, известны отложения нижнего, среднего и верхнего триаса, представленные различными известняками, мергелями, глинистыми сланцами, песчаниками. Мощность до 1500 м. В центральной и восточной частях зоны Передового хребта триас (нижний) представлен, возможно, красноцветными терригенными существенно грубообломочными отложениями значительной мощности.

Зона Главного хребта. На южной периферии зоны Главного хребта, к западу от верховьев Большой Лабы, распространены отложения, включаемые в лабинскую серию [261]. В основании разреза здесь расположена мамхурцевская свита, в составе которой преобладают тонкополосчатые мелкозернистые хлоритовые и амфиболовые микрогнейсы и сланцы, кварц-полевошпатовые сланцы; в верхней части свиты располагается прерывистый горизонт мраморов. Подчиненное положение занимают кварцитовые, кварц-хлоритовые, кварц-эпидотовые, слюдяные и другие сланцы, прослои мраморов и порфиритов (по эффузивам среднего состава). Мощность до 700 м. В основании следующей выше дамхурцевской свиты располагается линзовидная толща метаморфизованных галечных конгломератов мощностью до 100—300 м. В составе галек наряду с породами подстилающей мамхурцевской свиты встречается галька плагиогранитов, плагиогранит-порфиров. В.А. Мельников отмечал присутствие галек гранитно-гнейсов, мусковитовых гранитов, кристаллических сланцев, однако М.Л. Сомин это отрицает. Выше конгломератов располагаются окрашенные в зеленоватый цвет кварц-хлоритовые, альбит-хлоритовые, мусковит-хлорит-альбитовые сланцы с подчиненными прослоями и пачками амфиболовых и биотитовых мелкозернистых сланцев и гнейсов. Верхняя часть свиты местами сложена эпидотовыми амфиболитами, роговообманковыми микрогнейсами и мраморами. Общая мощность свиты около 500 м. Сменяющая ее лаштракская свита сложена однообразными кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми, биотит-кварцевыми двуслюдяными сланцами с подчиненными пластами амфиболовых сланцев и отдельными прослоями мраморов. В кварц-слюдяных сланцах часто содержатся крупные, до 6 мм, порфиробласты альмандина, в некоторых случаях — ставролита и дистена. Мощность свиты 700 м. Завершается разрез аджарской свитой. Для нее характерны светлые кварциты, хлорит-эпидот-кварц-мусковитовые сланцы, порфироиды и мраморы в нижней части свиты, амфиболиты и слюдяные сланцы в верхней. Мощность свиты может достигать 1200 м.

Породы, относящиеся, по-видимому, к той же лабинской серии, вскрываются на водоразделе рек Секен и Гвандра (верховья р. Кодори). Здесь на южном крыле Клыч-

ской антиклинали стратиграфически выше клычской свиты обнаруживаются тонкозернистые плотные породы светло-серые и серые, зеленовато- и лиловато-серые. Текстура сланцевая или скорее флюидальная, реже — массивная. В тонкозернистой основной массе видны небольшие, иногда многочисленные порфиробласты плагиоклаза и микроклина. Эти породы по внешнему виду похожи на рассланцованные в разной степени порфироиды или милониты. Основные породы типа амфиболитов развиты незначительно. Микроскопическое изучение некоторых образцов рассматриваемых пород, выполненное И.С. Красивской, показало, что их можно назвать милонитизированными в разной степени (вплоть до милонита) мелкоочковыми плагиогнейсами. В состав их входят плагиоклаз (андезин), микроклин, кварц, мелкочешуйчатые мусковит и биотит. От амфиболовых и биотитовых сланцев клычской свиты южного крыла антиклинали поле развития пород этого облика отдельно неширокой полосой очковых гнейсов, аналогичных тем, которые вскрываются в ядре антиклинали на р. Клыч. В некоторых случаях в шлифах милонитизированных плагиогнейсов обнаружены плохо сохранившиеся реликтовые структуры, которые позволяют предполагать, что эти породы первоначально являлись кислыми вулканитами. Мощность их примерно 500 м. Возможными их аналогами могут быть, судя по внешнему сходству, породы мамхурцевской свиты в верховьях Большой Лабы (устное сообщение И.С. Красивской).

Возраст перечисленных отложений лабинской серии в настоящее время определяется как среднепалеозойский. При этом мамхурцевская и дамхурцевская свиты датируются средним—верхним и верхним девоном соответственно, а лаштракская и аджарская — нижним карбоном. Основанием для этого служат обнаруженные Ю.Я. Потапенко остатки палеозойских (не древнее ордовика) криноидей в известняках аджарской свиты и сопоставление перечисленных отложений с разрезом палеозойских пород Передового хребта Центрального Кавказа [261, 274].

Мы принимаем эту точку зрения и в дальнейшем исходим из нее.

На северо-западном окончании зоны Главного хребта макерские сланцы, слагающие Софийское поднятие, с юга (И.Б. Полищук, В.И. Джумайло, 1956 г.), с запада и севера (С.В. Савин, Г.И. Баранов, А.А. Жуков, 1960 г.; И.А. Шамрай, Д.Ф. Власов, 1956 г.) облекаются отложениями, сопоставимыми с мамхурцевской и дамхурцевской свитами.

Позднепалеозойские отложения в пределах поднятия Главного хребта известны по его периферии — на южном крыле и на восточной периклинали. Они здесь ложатся непосредственно на древнее протерозойское основание или вмещаемые им палеозойские граниты.

Отложения верхнего карбона вскрываются на периклинали поднятия — в долине р. Фиагдон — на своде и крыльях Фиагдонской антиклинали. Представлены они монотонной толщей конгломератов с подчиненными прослоями грубозернистых кварцитовидных песчаников, гравелитов [185]. В верхней части разреза преобладают крупно- и мелкозернистые кварцевые песчаники. Эти породы с угловым несогласием налегают на кристаллические сланцы буронской свиты (и граниты) и с угловым несогласием перекрываются лейасом. По нашим наблюдениям, мощность преимущественно песчаниковой толщи на правом борту долины р. Фиагдон изменяется от 0 на своде антиклинали до 400—500 м на ее северном крыле. Видимая мощность конгломератовой толщи на правом борту долины 700 м, на левом борту мощность верхнекаменноугольных отложений от 100 м на своде антиклинали до 800 м на ее северном крыле [185].

Небольшие по площади выходы грубообломочных верхнепалеозойских пород располагаются на южной периферии зоны Главного хребта в Сванетии — в верховьях р. Долры, правого притока Ингури [261]. Здесь они представлены налегающей на сланцы макерской серии пачкой конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью 100—180 м, которые вверх по разрезу сменяются зеленовато-серыми, затем темно-серыми алевролитами, филлитизированными сланцами с прослоями известняков и редкими прослоями песчаников мощностью 350—400 м. Возраст этих отложений, выделяемых в квишскую свиту, по фауне определяется как верхнекаменноугольный. Выше следуют трансгрессивно налегающие лейасовые (домерские) отложения.

Маломощная (несколько десятков метров) пачка конгломератов, гравелитов и песчаников квишской свиты, налегающих на граниты зоны Главного хребта, располагается на правом борту ледника Твибери, одного из правых притоков Ингури. Уже на ле-

вом борту долины эта свита исчезает из разреза, срезаясь отложениями кистинской свиты.

Пермские (верхнепермские) отложения вскрыты бурением в пределах Варандинской антиклинали на Восточном Кавказе [195]. Представлены различными известняками, доломитами, реже — мергелями. Мощность превышает 800 м. Триас здесь выпадает из разреза.

Верхнепалеозойские отложения северо-западного погружения зоны Главного хребта (Бамбакская, Эльбрусская, Перевальная и Хукинская подзоны) рассмотрены в сводке М.Л. Сомина [261].

Среди метаморфических протерозойских пород зоны Главного хребта располагается большое количество герцинских гранитоидов разного состава. По возрасту их можно разделить на две группы — среднепалеозойские и позднепалеозойские. Среднепалеозойские гранитоиды включают несколько разновидностей. Для них типично преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Единая схема возрастного расчленения гранитоидов для всего Центрального Кавказа отсутствует. Поэтому в разных его частях одни и те же гранитоиды могут выделяться под разными названиями, а образования, сильно различающиеся, попадать в одну группу. Ниже за исходную мы принимаем схему расчленения, выработанную на материале восточной части Центрального Кавказа. Ее распространение на западную его часть (западнее Теберды) основано на анализе литературных материалов.

В восточной части региона, в бассейне рек Урух—Фиагдон, вскрываются граниты садонского типа. Это преимущественно равномерно-зернистые, среднезернистые, реже — порфировидные граниты биотитовые или двуслюдяные. Биотит сильно или полностью хлоритизирован, что придает гранитам этого типа характерный зеленоватый оттенок. Кроме того, в их состав входят кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин. Абсолютный возраст этих гранитов определяется в 320—390 млн. лет [14, 72, 116, 268], что соответствует среднему девону—началу карбона. Они имеют активный контакт с кристаллическими сланцами буронской свиты протерозоя и с размывом перекрываются верхнекаменноугольными отложениями. Фациальной разновидностью садонских являются красные биотитовые граниты фаснальского типа.

Среди гранитоидов среднего палеозоя широко распространены, особенно в восточной части зоны Главного хребта, гранитоиды балкарского типа [99, 268]. По составу они варьируют от нормальных гранитов до гранодиоритов-диоритов. Эти разновидности тесно и закономерно связаны друг с другом в пространстве. Все гранитоиды балкарского типа имеют очень характерный облик. Это преимущественно средне- и крупнозернистые породы серого, темно-серого, зеленовато- и лиловато-серого цвета. При этом граниты характеризуются массивной, однородной текстурой, а гранодиорит-диориты в разной степени гнейсоваты. Переходы между ними обычно постепенны. Для них очень характерен серый или зеленовато-серый, реже — розоватый микроклин, нередко образующий крупные, до 2—5 см, порфиробласты, и темный, обычно свежий биотит. В состав гранодиоритов и кварцевых диоритов входят плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, микроклин и биотит, иногда частично хлоритизированный; в небольших количествах встречается мусковит, иногда — роговая обманка. Для гранитов характерно пониженное содержание плагиоклаза и повышенное — микроклина.

Возраст гранитоидов балкарского типа твердо не установлен. Как следует из приведенных выше данных, гранитоиды этого типа обычно содержат большое количество микроклина, который имеет явно вторичное, метасоматическое происхождение. Среди микроклинизированных гранитоидов местами сохранились участки неизмененных, например, на реках Хазныдон и Баксан (по данным А.М. Демина, В.И. Серебрийского и В.С. Гробмана). Здесь они представлены средне-крупнозернистыми темно-серыми массивными или гнейсоватыми плагиогранитами, абсолютный возраст которых — около 360 млн. лет [71, 88, 268] — относятся они к среднему палеозою, т.е. девону—раннему карбону. Есть более древние датировки — до 450 млн. лет. Геологические данные о возрасте балкарских гранитоидов не очень опредедены. Вмещающими породами для них служат протерозойские кристаллические сланцы и гнейсы. Судя по меньшей измененности, более свежему облику, балкарские гранитоиды моложе садонских, с которыми местами имеют, возможно, активный контакт. В то же время они секутся гранитами уллукамского типа (см. ниже), которые достаточно уверенно да-

тируются средним—поздним карбоном. Таким образом, балкарские гранитоиды можно считать среднепалеозойскими. Но в позднем палеозое они были существенно переработаны в результате процесса микроклинизации [106], синхронного формированию уллукамских гранитов. В одну группу с балкарскими условно, на основании сходного состава, мы относим гнейсоватые габбро-диориты — плагиограниты, вскрывающиеся в долине р. Клыч, и аналогичные породы Чиликского массива в верховьях р. Кяфар. Радиометрический возраст последних 360—370 млн. лет [128].

К среднему палеозою, вероятно, относятся белореченские граниты, наиболее широко распространенные в западной части зоны Главного хребта [99]. К этой группе относятся светло-серые, иногда зеленоватые мусковит-хлоритовые, биотит-мусковитовые плагиограниты, местами микроклинизированные, с очень непостоянным содержанием темноцветных компонентов. Обычно полосчатые, гнейсоватые, но нередко массивные, от мелко- до крупнозернистых. Наблюдения в бассейнах рек Черек Безенгийский, Чегем, Баксан показывают, что граниты этого типа моложе балкарских гранитоидов. Пластовые тела последних совместно с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами кое-где образуют крупные изолированные останцы среди поля белореченских гранитов.

С гранитами этого типа тесно связаны пространственно поля мигматитов. Субстрат в мигматитах представлен сильно переработанными кристаллическими сланцами и гнейсами уллучиранской, гвандринской, клычской свит и макерской серии, а метатект сложен плагиогранитным материалом, сходным с таковым белореченских гранитов. Судя по преобладанию плагиоклаза, формирование этих пород происходило в среднем палеозое, а в позднем палеозое они были несколько микроклинизированы [71]. Имеющиеся описания [271, 296] позволяют отнести в эту группу граниты, вскрывающиеся в Абхазии, в южной части поднятия Главного хребта. Абсолютный возраст мусковита из этих гранитов 320—340 млн. лет, что отвечает среднему карбону. Можно считать, что эти цифры фиксируют процесс мусковитизации и микроклинизации гранитов [271, 296].

В позднепалеозойское время завершается формирование комплекса гранитоидов Главного хребта [14, 71, 87, 88, 106, 116, 182, 268, 274]. К позднему палеозою относятся широко распространенные мелко-среднезернистые лейкократовые микроклиновые граниты уллукамского типа. Преобладают двуслюдяные граниты, но они могут переходить в мусковитовые и биотитовые разности. Определения абсолютного возраста дают для них среднюю цифру 275 млн. лет, что отвечает границе карбона и перми. Есть указания на то, что галька двуслюдяных гранитов уллукамского типа обнаружена в конгломератах верхнего карбона и часто встречается в нижнепермских.

Последнюю по возрасту группу герцинских гранитоидов составляют граниты кассарского и дарьяльского типов и кварцевые диориты — гранодиориты цейского типа [14, 71, 72, 106, 186, 313]. Они образуют тела небольшого размера. Кассарские и дарьяльские гранитоиды имеют активный контакт с верхнекаменноугольными породами. Описано трансгрессивное налегание лейаса на эти гранитоиды. Мы наблюдали налегание (со срывом) базальных слоев лейасовых песчано-сланцевых пород с прослоями альбитофировых туффитов на диориты Цейского массива в районе Мамиссонского перевала; никаких признаков контактового воздействия последних на лейасовые породы не обнаружено. Абсолютный возраст кассарских гранитоидов около 250 млн. лет. Возраст остальных гранитоидов приблизительно одинаков — около 130—160 млн. лет, что соответствует юрскому периоду; такое расхождение между геологическими и радиологическими определениями связано, по-видимому, с потерей радиогенного аргона в результате термального метаморфизма пород. Возраст гранитоидов этой группы можно определить как пермский—триасовый.

Кроме кислых выделяется группа пород основного состава. Пироксениты междуречья Псыгансу—Хазныдона [87, 256] образуют большие тела сложной формы и являются как бы гигантскими ксенолитами, погруженными в окружающие их более молодые балкарские и уллукамские гранитоиды. Аналогичные породы относятся в западной части Центрального Кавказа к среднепалеозойскому уруштенскому комплексу [87]. Возможно, что их правильнее считать не средне-, а предсреднепалеозойскими, досреднедевонскими [71]. В районе горы Вазахох располага-

ются микроклинизированные биотит-роговообманковые габбро-гнейсы. Они образуют крупное пластовое тело среди кристаллических сланцев макерской серии, залегают почти согласно с ними. Так как микроклинизация в пределах Большого Кавказа сопряжена, по-видимому, с образованием позднепалеозойских гранитов, то габбро, следовательно, образовались в допозднепалеозойское время. Наконец, на р. Чегем вскрываются гранатовые амфиболиты, образующие несколько сближенных тел, слагающих в целом Лабарданский массив. Эти амфиболиты секут протерозойские сланцы, на них через базальный конгломерат налегают красноцветные отложения триаса. Таким образом, датировать эти амфиболиты точнее, чем палеозоем, нельзя.

Южно-Кавказская зона. Наиболее обширный и хорошо изученный выход палеозойских пород этого прогиба располагается в ядре Сванетского антиклинория, где эти отложения выделяются под названием десской серии. По данным М.Л. Сомина [261], эта серия может быть расчленена на ряд свит.

В основании видимой части разреза располагается кванская толща, слагаемая чередующимися темно-серыми филлитовыми сланцами, алевролитами, кварцитовидными песчаниками. Имеются отдельные пласты известняков, из которых определена фауна эйфельского яруса среднего девона. Видимая мощность 350 м. Выше следует утурская свита, в составе которой преобладают измененные плагиоклазовые порфириты, серо-зеленые альбит-эпидот-актинолитовые сланцы, сформировавшиеся, по-видимому, по туфам и туфобрекчиями. Подчинены темно-серые филлитовидные сланцы, песчаники, встречаются прослои известняков. Судя по стратиграфическому положению, эта свита относится к эйфельскому—живетскому ярусам среднего девона. Видимая мощность 440 м. Отложения кирарской свиты налегают на утурскую согласно. Свита представлена чередующимися в разных соотношениях серыми песчаниками и темно-серыми и черными филлитовидными сланцами. Встречаются прослои темных кремнистых сланцев, пласты и пачки темных и светлых мраморов и мраморизованных известняков, прослои светло-зеленых туфов и туфопесчаников, гравелитов и конгломератов. В известняках обнаружена фауна среднего—верхнего девона и визейского яруса нижнего карбона. Мощность около 2000 м. Выше располагается бакылдская свита, по составу сходная с кирарской. Определенный (по фауне) возраст ее — средний—верхний карбон—сакмарский ярус нижней перми. Мощность около 500 м. К нижней перми относится и следующая выше лайлинская свита. В составе ее преобладают зеленовато-серые линзовидно-слойчатые песчаники с подчиненными кварцитовидными алевролитами и филлитовидными зеленовато-серыми сланцами. Мощность 1300—1600 м. Располагающаяся выше по разрезу челшуринская свита представлена тонким, часто флишоидным чередованием серых песчаников и темно-серых до черных и зеленовато-серых филлитовидных сланцев и алевролитов. Есть отдельные прослои мраморизованных известняков. Мощность 1200—1400 м. Возраст (по фауне) верхнепермский. Завершается разрез десской серии гвадарашской свитой, представленной сложным чередованием песчаников, гравелитов, филлитовидных сланцев и известняков. Мощность около 1000 м. Предположительно свита отнесена к триасу.

Все перечисленные свиты десской серии сменяют друг друга согласно. На отложения этой серии трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, большей частью с угловым несогласием налегает нижнелейасовая кистинская свита. Величина углового несогласия и стратиграфическая амплитуда перерыва существенно различны в разных частях Сванетского антиклинория. В осевой части Верхнесванетского поднятия лейас ложится на породы низов разреза десской серии — на кванскую и утурскую свиты. На большей части Нижнесванетского поднятия он налегает на верхнепермскую челшуринскую свиту. На северных крыльях обоих этих поднятий (особенно Верхнесванетского) ниже лейасовых отложений появляется триасовая (?) гвадарашская свита. Угловое несогласие в этих случаях практически отсутствует.

Еще один выход палеозойских отложений располагается на северном крыле Южно-Кавказского прогиба в Осетии, в Кассарском ущелье р. Ардон, где они слагают массив горы Цмиакомхох Бокового хребта. По данным Ю.Г. Моргунова [184], в нижней части кассарской свиты преобладают кварцево-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми. Выше по разрезу преобладают кварц-биотитовые и мусковит-хлоритовые сланцы, появляются мусковит-кварцевые, хлорит-кварцевые и эпидот-кварцевые сланцы. Подчиненное положение

занимают пласты кварцитов и амфиболитов. В верхней части свиты появляются прослои мраморов мощностью до нескольких метров. Перекрывается кассарская свита налегающими без видимого углового несогласия верхнепалеозойскими отложениями. Подошва ее не вскрыта. Поэтому можно определить только видимую мощность свиты, которая равна приблизительно 1000—1100 м. Возраст свиты, исходя из ее стратиграфического положения, степени метаморфизма и из сопоставления с разрезом Сванетского антиклинория, определяется как верхнедевонский—нижнекаменноугольный [184].

Отложения, относимые к верхнему палеозою, на южном крыле зоны Главного хребта, в Горной Осетии, разделяются на две свиты — нижнюю баддонскую (терригенную) и верхнюю гизельдонскую (карбонатную) [185]. По результатам сопоставления с более западными (по отношению к Осетии) районами, степени метаморфизма, по стратиграфическому положению и находкам фауны в верхней части разреза Ю.Г. Моргунов датирует терригенную свиту верхним карбоном, а карбонатную — в основном нижней пермью (верхнепермские отложения обнаружены только в бассейне р. Гизельдон). В долине р. Ардон нижняя часть верхнекаменноугольных отложений сложена кварцевыми зеленовато-серыми пуддинговыми конгломератами с подчиненными пакетами кварцитов. Выше преобладают серые, зеленоватые, розоватые кварциты, реже — гравелиты. Вверх по разрезу они обычно согласно сменяются нижнепермскими или перекрываются лейасовыми отложениями. Мощность отложений верхнего карбона можно оценить приблизительно в 700—800 м. В 2,5—3 км севернее горы Цмиакомхох (западный склон Ардон-Баддонского водораздела) отмечено налегание маломощных верхнекаменноугольных конгломератов на кристаллические сланцы буронской свиты. Восточнее бассейна р. Ардон отложения верхнего карбона вскрываются в верховьях р. Гизельдон, где их видимая мощность достигает 900 м. Наконец, в верховьях р. Геналдон обнажается верхняя часть разреза отложений этого возраста, представленная мелко-и среднезернистыми пестроцветными кварцитовидными песчаниками, чередующимися в верхней части с темно-серыми и пестроцветными филлитами [185]. Небольшие останцы одновозрастных, по-видимому, пород сохранились в кровле Дарьяльского гранитного массива в бассейне р. Терек [294].

Отложения нижнего отдела пермской системы обнажаются в бассейне рек Ардон, Гизельдон и Геналдон. В основании их разреза выделяется базальная пачка чередования песчаников, алевролитов и филлитов. Выше располагаются серые и темно-серые известняки с прослоями филлитов [185]. Мощность нижнепермских отложений, по нашим данным, в бассейне р. Ардон не превышает 100 м. В верховьях р. Гизельдон она увеличивается до 250 м. Здесь же присутствуют верхнепермские известняки такой же мощности [185].

Кистинская свита лейаса ложится на нижне- или верхнепермские известняки на северном крыле Южно-Кавказского прогиба со стратиграфическим перерывом, но без сколько-нибудь заметного углового несогласия. Об этом свидетельствует прослеживание этих маломощных известняков в виде узкой полоски в основании кистинской свиты на расстоянии в несколько километров. Согласное налегание кистинской свиты на триас на северном крыле Сванетского антиклинория (т.е. на южном крыле Южно-Кавказского прогиба) уже отмечалось, что свидетельствует о том, что данные о налегании лейаса на палеозой с большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием в осевой части Сванетского антиклинория нельзя распространять на всю территорию прогиба Южного склона. Более вероятно, что в приосевой, наиболее погруженной части прогиба угловое несогласие и перерыв могут не только уменьшаться, как это наблюдается в действительности на склонах смежных поднятий, но может иметь место постепенный переход от палеозойских—триасовых отложений к юрским. Поэтому мы предполагаем, что отложения триаса, отсутствующие на части территории Сванетского поднятия и на поднятии Главного хребта, возможно, широко распространены на большей, наиболее опущенной части Южно-Кавказского прогиба.

Закавказская зона. Верхний палеозой зоны представлен свитой вулканогенных пород, в составе которой преобладают покровы кварцевых порфиров, их туфы и туфобрекчии. Есть прослои обломочных пород. Возраст этих отложений по сопоставлению с другими районами определяется как средне-верхнекаменноугольный. Они налегают на более древние герцинские граниты. Мощность свиты изменяется примерно от 0 до 1000 м [70].

Перейдем к рассмотрению среднепалеозойской тектонической структуры Централь-

ного Кавказа. В пределах Лабино-Малкинской зоны, представлявшей в течение среднего палеозоя область поднятия, тектоническая структура, существовавшая к началу этого времени, усложнилась незначительно (рис. 3, см. вкл.). К этому времени можно отнести возникновение Чаратбашского разрыва, протягивающегося вдоль северного крыла Тырныаузской антиклинали. По нему альбитизированные хлорит-мусковитовые сланцы макерской серии оказались надвинутыми на вулканогенно-осадочные породы хасаутской свиты приосевой части этой антиклинали. Время образования этого разрыва не известно. Единственным указанием на возможно среднепалеозойский его возраст является приуроченность к нему небольшого тела серпентинитов, вскрывающихся по долине р. Таллыкол, правого притока р. Малка. Эти серпентиниты можно считать нижнекаменноугольными по аналогии с близкими по составу породами Малкинского массива. На правом борту долины р. Баксан по этому разлому несколько смещены лейасовые отложения. На левом борту долины смещения отсутствуют.

Вероятно, в процессе этого надвигания возникла также пара сопряженных складок — синклиналь и антиклиналь — в породах хасаутской и чегемской свит в северном крыле разрыва. Можно предположить, что в это же время севернее сформировалась Былымская антиклиналь.

В этот же, по-видимому, отрезок геологической истории образуется Малкинский серпентинитовый массив, располагающийся, по имеющимся данным, в ядре Хасаутской синклинали, с верхнесилурийскими—среднедевонскими породами которой он имеет активный контакт [256]. Судя по результатам магнитной съемки и бурения (А.Н. Губкина, Е.С. Мищенко, Ю.Я. Потапенко, 1961 г.), Малкинский серпентинитовый массив замыкается в западном направлении и резко сужается (может быть, также замыкаясь) в восточном. Контакты его с вмещающими породами наклонены в сторону оси синклинали, что позволяет в целом считать его лополитообразным телом.

Считается обычно, что Передовой хребет Центрального Кавказа представляет ограниченный разломами грабен на палеозойском этапе развития и горст на мезозойско-кайнозойском этапе. Крутые субвертикальные разломы действительно играют определенную роль в строении этой части Центрального Кавказа. Наиболее крупные из них принадлежат Пшекиш-Тырныаузскому шву или разломной зоне, состоящей из одного—трех сближенных субвертикальных разломов, проходящих преимущественно по южному краю современной зоны Передового хребта. Однако основу структуры этой зоны составляет синклинальный прогиб. Особенно хорошо это видно в западной части Центрального Кавказа (см. рис. 3). Здесь в бассейне Большой Лабы располагается обширная синклиналь Дженту, сопрягающаяся на юге с Блыбским антиклинальным поднятием, а на севере с Беденским поднятием. На южном крыле синклинали, отвечающей здесь палеозойской зоне Передового хребта, в восходящей последовательности над метаморфическими сланцами макерской серии располагаются отложения кизилкольской, картджюртской, пастуховской и кольтюбинской свит. Некоторые из них выпадают из разреза, трансгрессивно срезаясь вышележащими. На северном крыле разрез начинается с бахмуткинской свиты, выше которой следуют также все перечисленные выше свиты.

Юго-восточнее по простиранию осевая часть прогиба Передового хребта занята аллохтонными пластинами пород различного состава и возраста, но тем не менее крылья прогиба, хотя и отрывочно, могут быть прослежены. Так, отложения кизилкольской и пастуховской свит, налегающие на метаморфические сланцы макерской серии, обнажаются из-под аллохтона на южном крыле прогиба в бассейнах рек Большая Лаба—Уруп, а затем в бассейне Теберды. Отложения картджюртской, пастуховской и кольтюбинской свит северного крыла вскрываются в долине р. Кяфар, а затем (включая отложения кизилкольской свиты) — в долине р. Маруха. Во всех этих случаях отложения перечисленных свит сменяют друг друга в разрезе и на площади в нормальной стратиграфической последовательности, которая и позволяет говорить о существовании прогиба, а не грабена. На юге эта часть прогиба сопрягается с Ацгаринской и Архызской антиклиналями. Даже в восточной половине Центрального Кавказа, где зона Передового хребта резко сужена, отчетливо выявляются крылья прогиба, выполненного средне-верхнепалеозойскими отложениями, свидетельствующие о том, что в основе своей этот прогиб и здесь сочленялся со смежными поднятиями связными, пликативными изгибами, флексурами. Так, на профиле II (см. рис. 7) отчетливо видно северное крыло прогиба, в пределах которого отложения картджюртской свиты сред-

него—верхнего девона наклонены в южном направлении приблизительно на 40°. С приближением к осевой части прогиба происходит выполаживание слоев почти до субгоризонтального. Южное крыло прогиба здесь почти полностью уничтожено, вероятно, за счет движений по Тырныауз-Пшекишским разломам. От этого крыла сохранились только небольшие остатки наклоненных на север отложений нижнекаменноугольной аманчатской свиты в районе перевала Карачай. Более полно это южное крыло можно видеть восточнее (см. рис. 7, профиль IV), в верховьях р. Кыртык, где Тырныауз-Пшекишские разломы проходят ближе к осевой части палеозойского прогиба и где к югу от них сохранились отложения девона, нижнего карбона и перми, наклоненные в северном направлении. Восточнее центриклинальное замыкание прогиба Передового хребта по отложениям пастуховской и кольтюбинской свит можно видеть в междуречье Теберды—Даута.

Разрывы, осложняющие эту синклинальную структуру Передового хребта, очень многочисленны, но они (за исключением уже упоминавшейся Тырныауз-Пшекишской зоны разломов) отнюдь не субвертикальны и не разбивают этот среднепалеозойский прогиб на серию блоков. Преобладают разрывы, которые на геологической карте протягиваются параллельно или почти параллельно геологическим границам. Изгибам этих границ в плане отвечают изгибы разрывов. Ранее уже отмечалось, что такие соотношения свидетельствуют о близости ориентировки плоскостей разрывов плоскостям слоистости.

В качестве примера можно привести разрыв, протягивающийся по северному крылу Блыбского поднятия почти параллельно границам разновозрастных толщ пород. Он проходит преимущественно среди протерозойских пород и частично сдваивает разрезы клычской свиты и макерской серии. На протяжении нескольких километров по нему же протерозойские породы контактируют с отложениями кизилкольской и картджюртской свит. В то же время верхнепалеозойские—триасовые отложения этим разрывом не смещаются, что позволяет считать его среднепалеозойским. Находясь на северном крыле антиклинали и будучи ориентированным приблизительно параллельно слоистости, этот разрыв, по-видимому, должен быть наклонен в северном направлении. Целую серию подобных разрывов можно видеть в восточной, суженной части зоны Передового хребта, на ее северном крыле. Здесь в междуречье Теберды—Даута неоднократно (до трех раз) повторяются отложения картджюртской и пастуховской свит (при сохранении моноклинального их наклона в южном направлении).

В дальнейшем будет показано, что разломы, характеризующиеся подобными морфологическими чертами, можно включать в группу чешуйчатых надвигов вне зависимости от крутизны наклона плоскости нарушения. Направление движения по ним во всех рассмотренных случаях — от прогиба в сторону смежных поднятий.

Очень четко разрывы этого типа выражены в полосе сочленения прогиба Передового хребта с Лабино-Малкинским поднятием между долинами р. Даут (приток Кубани) на западе и верховьями р. Малки на востоке. Здесь девонские отложения бахмуткинской свиты, а на востоке и силурийские надвинуты с юга на север на отложения кольтюбинской и пастуховской свит, образующие узкие, вытянутые вдоль северной периферии зоны полосы. Аналогичные дислокации есть и восточнее, в районе города Тырныауз. Как и в случае с аналогичным разрывом северного крыла Блыбского поднятия, позднепалеозойские отложения запечатывают эти разрывы или смещаются ими очень незначительно.

На северном крыле прогиба Передового хребта в бассейне р. Марухи располагается тонкая (около 400 м) пластина песчано-сланцевых среднедевонских (эйфельских) пород, которые перекрывают отложения пастуховской—кольтюбинской свит и которые обычно включаются в Марухский покров [170]. Пластина, ширина которой вкрест простирания не превышает 1 км, а по простиранию прослеживается на 15 км, ограничена снизу и сверху разрывными нарушениями. Восточнее по простиранию, на том же северном крыле прогиба Передового хребта, аналогичное структурное положение в бассейне р. Теберды занимают, по данным тех же исследователей, маломощные верхнесилурийские отложения, располагающиеся здесь над верхнедевонскими. Выявляется, таким образом, надвиговая пластина верхнесилурийских и среднедевонских пород протяженностью до 35 км на северном крыле прогиба Передового хребта. Еще восточнее и также на северном крыле прогиба, в междуречье Худес—Малка, располагаются узкие пластины силурийских пород, тектонически переслаивающиеся с девонскими.

Как по своему месту в структуре зоны, так и по морфологии пластины среднедевонских и силурийских пород ничем не отличаются от моноклинальных пластин среднедевонских–нижнекаменноугольных пород, связанных с уже упоминавшимися чешуйчатыми надвигами. По-видимому, разрывы, по которым произошло перемещение этих пластин, также можно отнести к группе чешуйчатых надвигов. Нет никаких оснований рассматривать эту пластину как покров в полном смысле слова. Поэтому мы исключаем пластину среднедевонских–силурийских пород из состава Марухского покрова. На южном крыле прогиба Передового хребта чешуи пород этого возраста отсутствуют.

Близки морфологически, но существенно отличаются по масштабам перемещения разрывы, располагающиеся в основании собственно покровных пластин, перекрывающих значительные пространства в осевой части зоны Передового хребта от междуречья Большой и Малой Лабы на западе до междуречья Теберды и Кубани на востоке. Покровы в этой зоне были выявлены в результате работ И.И. Грекова и др. [170], А.А. Белова и В.Л. Омельченко [22]. Существенные результаты были получены Е.В. Хаиным [282, 283]. Судя по этим данным, а также материалам Е.А. Снежко (1957 г.), Г.А. Михеева (1957 г.), В.Ф. Сидоренко (1967 г.), почти на всей указанной территории на верхнедевонские или нижнекаменноугольные отложения (пастуховская и кольтюбинская свиты) Передового хребта, а там, где они тектонически перекрыты пластиной среднедевонских или силурийских пород, то и на эти последние налегает толща метаморфических, преимущественно зеленоцветных сланцев тебердинской свиты, входящих в состав Марухского покрова (см. рис. 3). Она представлена филлитами, серицит-хлоритовыми сланцами с реликтами псаммитовой и алевролитовой структур, с подчиненными прослоями метаморфизованных туфов и лав основного, среднего и кислого составов, с редкими прослоями светлого мраморизованного известняка. Е.В. Хаин [282] отмечает присутствие черных кремнисто-углистых сланцев. Мощность свиты 800–1100 м. Местами (в бассейне рек Кяфар, Кяфар-Агур и Малый Кяфар) тебердинская свита выпадает из разреза. В этих случаях на породы автохтона налегают более высокие (в современной структуре) горизонты аллохтонных пород. Но тем не менее линзы пород тебердинской свиты и в этих случаях встречаются в основании покрова, а кроме того, они вскрываются в ядрах антиклинального изгиба покрова, в осевой части зоны Передового хребта. Таким образом, почти повсеместное распространение пород тебердинской свиты в основании покрова не вызывает сомнения.

Возраст пород свиты неясен. Ее считают досилурийской и относят обычно к нижнему палеозою (низы силура–кембрий), исходя из более высокой (по сравнению с фаунистически охарактеризованным силуром) степени метаморфизма. Нам представляется, что состав и степень метаморфизма пород этой свиты аналогичны таковым хасаутской свиты верхнего протерозоя. На этом основании мы считаем возможным параллелизовать эти две свиты (см. таблицу). Наблюдающиеся в составе тебердинской свиты породы более высокой степени метаморфизма (гранат-слюдяные, кварц-слюдяные сланцы и гнейсы) связаны, вероятно, с контактовым воздействием пластовых интрузий габбро-диоритов-плагиогранитов Чиликского массива. Вверх по разрезу (в современной структуре) тебердинская свита постепенно сменяется толщей зеленокаменно измененных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и спилитов, которые выделяются в карабекскую свиту. Встречаются редкие прослои кварцевых альбитофиров и туфов основного состава. Мощность толщи около 1000 м. В эффузивах часто наблюдается подушечная отдельность, которая дает возможность установить перевернутое залегание этих пород. Следовательно, тебердинская свита стратиграфически подстилается карабекской. Исходя из того, что основные эффузивы свойственны хасаутской свите, можно предположить, что карабекская свита может быть (как и тебердинская) сопоставлена с хасаутской.

Выше по разрезу в современной структуре (вниз по разрезу стратиграфически) карабекская свита постепенно сменяется сложным комплексом пород, состоящим в основном из даек диабазов, кварцевых диабазов, габбро-диабазов, габброидов, параллельных общей стратификации пород аллохтона. Мощность комплекса до 150 м. Постепенно он сменяется "слоем" полосчатых габброидов мощностью 250–500 м. Их, вероятно, можно отнести к субинтрузивному комплексу, связанному с излияниями основных лав карабекской свиты и практически одновозрастному с ними (субинтрузивные пластовые тела основного состава, ассоциирующиеся с хасаутской свитой, могут быть выделены как в Лабино-Малкинской зоне, так и в зоне Главного хребта). Толща

габброидов постепенно переходит в "слой" серпентинизированных гипербазитов мощностью до 500 м.

Возраст пород, располагающихся стратиграфически ниже карабекской свиты, неизвестен. По мнению А.А. Белова и В.Л. Омельченко [22] гипабиссальные магматические габброиды и ассоциирующиеся с ними габбро-диабазы и диабазы по возрасту и происхождению (из единого магматического очага) очень близки вулканитам карабекской свиты. Что касается серпентинизированных гипербазитов, то косвенным указанием на их возраст является измерение абсолютного возраста гипербазитов и габброидов Даховского массива, равного, по данным В.М. Аянова и др. (см. [132]), 640–760 млн. лет, т.е. позднедокембрийского. Эти цифры можно рассматривать как верхний предел возраста этих пород.

Изложенная последовательность пород аллохтонного комплекса наблюдается в бассейнах рек Кяфар и Маруха. Восточнее, в бассейне Теберды, выделяются только метаморфические сланцы тебердинской свиты. Среди них располагаются пластовые тела интрузивных порфиритов, диабазов, габбро-диоритов [170]. Это может быть самостоятельный интрузивный комплекс, отсутствующий в более западных частях зоны Передового хребта. Однако возможно, что его можно сопоставить с комплексом интрузивных диабазов, кварцевых диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, которые в бассейне Кяфара–Марухи располагаются в подошве карабекской свиты и отделяют ее от полосчатых габброидов (этот вариант принят условно при составлении наших карт). Карабекская свита здесь, по-видимому, выпадает из разреза аллохтона.

Отдельные части разреза аллохтона нередко смещены относительно друг друга по плоскостям срывов и надвигов второго порядка, которые расслаивают аллохтонный комплекс на ряд тектонических пластин меньшего масштаба. Толщи автохтона и аллохтона смяты конформно в пологие складки, которые в ряде случаев связаны со смещением по чешуйчатым надвигам (примером могут служить дислокации восточной периклинали Блыбской антиклинали, Ацгаринской и Архызской актиклиналей).

Наиболее молодые отложения автохтона Передового хребта относятся к турнейскому ярусу нижнего карбона. Запечатывается Марухский покров средне-верхнекаменноугольными отложениями. Отсюда следует, что его образование приходится на конец раннего карбона. Не ясно, откуда поступали породы, слагающие покров. Приближенность покрова к зоне Главного хребта и отсутствие аналогичных образований на северном крыле зоны Передового хребта позволяют предположить, что покров образовался при надвигании с юга, со стороны зоны Главного хребта. Существуют представления, согласно которым весь комплекс палеозойских пород Передового хребта находится в аллохтонном залегании. Этому противоречат упоминавшиеся данные о нормальном стратиграфическом характере подошвы палеозойского комплекса. Более подробно эти вопросы будут рассмотрены ниже.

Несколько отличны по составу породы, слагающие покровную пластину, перекрывающую с севера и востока среднепалеозойские отложения Ацгаринской антиклинали. Здесь, по данным Е.А. Снежко (1957 г.) и В.Ф. Сидоренко (1967 г.), вскрывается сложный комплекс микрогнейсов, вулканогенов среднего и основного составов (диабазов, спилитов, порфиритов и порфиритоидов), зеленых хлоритовых сланцев, темных филлитовидных сланцев с графитом. Мощность оценивается в 1500–2000 м. Выше по разрезу (в современной структуре) располагается толща гранат-слюдяных (биотит-мусковитовых, биотит-хлоритовых, хлорит-мусковитовых) сланцев мощностью до 500 м. Сланцы сходного облика и амфиболиты образуют подчиненные прослои в нижележащих частях аллохтона.

По составу, степени метаморфизма, положению в современной структуре отмеченный комплекс пород сходен с таковым, слагающим Марухский покров и сопоставляемым с хасаутской свитой. Отличия могут быть объяснены фациальными изменениями (микрогнейсы) и появлением в аллохтоне более древних пород (гранат-слюдяные сланцы могут относиться к макерской серии). Частично различия могут быть связаны с воздействием интрузивных пород Чиликского массива. Однако не исключено, что отмеченный комплекс пород входит в состав самостоятельного Ацгаринского покрова, который вскрывается в более западных частях Центрального Кавказа, и относится к речепстинской серии.

Перейдем к рассмотрению среднепалеозойской структуры зоны Главного хребта. В течение этого времени здесь происходят второстепенные в общем структурные измене-

ния и массовое внедрение гранитов. Начнем с наиболее детально изученной Балкарской антиклинали.

Шарнир Балкарской антиклинали испытывает небольшие ундуляции, вследствие чего можно в замковой ее части выделить относительно самостоятельные антиклинали второго порядка — Харесскую, Лькези, Кельбашскую. В ядрах этих антиклиналей вскрываются плагиограниты, по-видимому, блыбского типа. Они облекаются (в плане) со всех сторон сланцами и гнейсами уллучиранской свиты, образующими их кровлю. Граниты имеют активный контакт с этими породами, однако в целом контакт ориентирован параллельно слоистости сланцев и гнейсов, так что плагиограниты этого типа, скорее всего, представляют согласное пластовое тело видимой мощностью (его подошва не вскрыта) до 1500—2000 м.

В среднем палеозое на восточной периклинали Балкарской антиклинали формируются граниты садонского типа. Подошва их не известна, а кровлей служат сланцы буронской свиты. Контакт гранитов с этими сланцами активный, но повсеместно ориентирован параллельно их слоистости. Это позволяет предполагать, что садонские граниты, как и блыбские, образуют согласное пластовое тело значительной мощности. В современной структуре оно вскрывается в ядрах Садоно-Нузальской и Фиагдонской антиклиналей.

Вслед за садонскими формируются гранитоиды балкарского типа. На южном крыле Балкарской антиклинали (вдоль южных крыльев антиклиналей Харесской, Лькези и Кельбашской) непосредственно южнее полосы пород уллучиранской свиты протягивается широкая полоса гранитоидов этого типа. На южном крыле Кельбашской антиклинали эти гранитоиды выклиниваются, и здесь выше сланцев и гнейсов уллучиранской свиты располагаются кварц-биотитовые сланцы гвандринской свиты (нижнебезенгийской подсвиты), которые восточнее протягиваются к югу от полосы балкарских гранитоидов.

Широкая полоса гранитоидов балкарского типа расположена вдоль северных крыльев антиклиналей Харесской, Лькези и Кельбашской, т.е. вдоль северного крыла Балкарской антиклинали. На периклиналях антиклиналей Харесской и Лькези также развиты гранитоиды этого типа. Севернее полосы балкарских гранитоидов на северном крыле Балкарской антиклинали в изученном районе вскрываются кристаллические сланцы гвандринской свиты (нижнебезенгийской подсвиты).

Контакт балкарских гранитоидов со сланцами и гнейсами уллучиранской свиты хорошо вскрыт в долине Черека Балкарского, где видно, что он ориентирован параллельно слоистости пород уллучиранской свиты и наклонен в северном направлении под углом 40—50°. Подобные соотношения балкарских гранитоидов с вмещающими породами позволяют считать, что эти гранитоиды образуют мощное пластовое тело, залегающее в общем согласно с вмещающими его кристаллическими сланцами и гнейсами. В подошве этого тела в данном случае находятся сланцы и гнейсы уллучиранской свиты.

Таким образом, плагиогранитные ядра антиклиналей Харесской, Кельбашской и Лькези окаймлены концентрически сначала породами уллучиранской свиты, а затем широкой полосой гранитоидов балкарского типа и, наконец, полосой сланцев гвандринской и клычской свит (главным образом на северном крыле поднятия). "Внутренний" и "внешний" контакты этих гранитоидов с вмещающими сланцами и гнейсами ориентированы параллельно слоистости—сланцеватости.

Вкрест простирания пластового тела балкарских гранитоидов состав и текстура последних меняются. На северном крыле антиклинали Лькези, т.е. в нижней части пластового тела, они представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и даже диоритами и обладают ясно выраженной гнейсоватой текстурой, которая ориентирована параллельно сланцеватости пород уллучиранской свиты и подошве самого пластового тела. Она наклонена в северном направлении под средними углами. Встречаются ксенолиты ориентированных согласно гнейсов уллучиранского типа. Севернее, с удалением от антиклинали Лькези, т.е. вероятно, в верхней части пластового тела, осуществляется постепенный переход к нормальным гранитам массивной текстуры, лишь кое-где несколько гнейсоватым. Учитывая все эти данные, мощность пластового тела балкарских гранитоидов в бассейне р. Черек Балкарский можно оценить в 7000—9000 м.

На южном крыле антиклинали Лькези гнейсогранодиориты балкарского типа также

образуют широкую (3–4 км) полосу и обладают близким к вертикальному залеганием (см. рис. 8, профиль V). По аналогии с северным крылом мы полагаем, что и здесь они образуют согласное пластовое тело. Это пластовое тело балкарских гранитоидов выклинивается, как уже упоминалось, на южном крыле Кельбашской антиклинали, а на северном оно расщепляется на несколько менее мощных, которые протягиваются до долины Черека Безенгийского, а отдельные "пласты" – до верховьев Чегема.

По-видимому, в среднем палеозое, уже после формирования гранитоидов балкарского типа, в приосевой части Балкарской антиклинали, вдоль северных крыльев антиклиналей Харесской, Лькези и Кельбашской, возникает разрыв кавказского простирания, протягивающийся не менее чем на 100 км. В современной структуре этот разрыв является наклоненным в северном направлении взбросонадвигом и ограничивает с севера Штулу-Харесскую юрскую депрессию. На западе он смыкается с Адылсуйским разрывом, существовавшим, вероятно, уже в протерозое. В целом его, начиная со среднего палеозоя, можно называть Адылсу-Харесским.

По Адылсу-Харесскому разрыву сдваивается разрез северных крыльев антиклиналей Харесской, Кельбашской и Лькези. К северу от разрыва, в верховьях р. Черек Балкарский, снова обнажаются плагиограниты блыбского типа, затем идет узкая полоса сланцев и гнейсов уллучиранской свиты, наклоненных на север, а далее – широкая полоса гранитоидов балкарского типа. Породы уллучиранской свиты образуют здесь узкую гребневидную Суганскую антиклиналь, в ядре которой вскрываются упомянутые плагиограниты. Контакт их с породами уллучиранской свиты ориентирован, как и в предыдущем случае, параллельно слоистости в свите. Восточная периклиналь Суганской антиклинали облекается гранитоидами балкарского типа, которые далее на восток соприкасаются по Адылсу-Харесскому разлому с балкарскими гранитоидами на северном крыле и восточной периклинали Харесской антиклинали. Севернее крыло Суганской антиклинали, в свою очередь, осложнено Тютюнским разрывом, по которому частично сдваивается разрез уллучиранской свиты.

Существование Адылсу-Харесского разрыва в среднепалеозойское время вытекает из того, что связанные с ним дислокации срезаются позднепалеозойскими гранитами уллукамского типа в бассейне р. Урух, а в бассейне р. Адылсу вдоль этого разлома отмечены явления мусковитизации и микроклинизации, имеющие позднепалеозойский возраст [71].

Около северо-западного окончания Адылсу-Харесского разрыва на его северном крыле располагается, по-видимому, антиклинальная складка (ее можно назвать Уллукамской) похожая, вероятно, на Суганскую. От нее сохранилась часть ядра, сложенного лейкократовыми среднезернистыми гранитами, сходными с гранитами блыбского типа, северное крыло и западная периклиналь, образованные пачкой мигматитов по метаморфическим сланцам и залегающими выше их гранитоидами балкарского типа. Бóльшая часть складки перекрыта лавами Эльбруса.

Между реками Черек Балкарский и Хазныдон северное крыло Балкарской антиклинали высоко поднято по сравнению с более восточной его частью. Поднятый блок ограничен с запада и востока поперечными разрывами. В его пределах обнажаются балкарские гранитоиды, а западнее и восточнее – сланцы и гнейсы гвандринской свиты. Между реками Черек Балкарский и Черек Безенгийский породы этой свиты образуют на северном крыле Балкарской антиклинали Зылгинско-Думалинскую антиклиналь второго порядка, южное крыло которой нарушено Чегетским разломом. По нему кварц-биотитовые сланцы гвандринской свиты ядра антиклинали на р. Думале (приток р. Черек Безенгийский) надвинуты на амфиболовые и кварц-биотитовые сланцы клычской свиты, слагающей южнее обширную плоскую синклиналь Хаирла. Западная периклиналь этой антиклинали вырисовывается в междуречье Чегема и Черека Безенгийского в районе с. Безенги, а восточная наблюдается в долине р. Черек Балкарский ниже с. Верхняя Балкария. Здесь можно видеть, как упомянутый разрыв на южном крыле антиклинали и связанные с ним дислокации срезаются позднепалеозойскими гранитами [301]. На северном крыле антиклинали в долине Черека Балкарского обнажаются амфиболовые сланцы клычской свиты.

Вероятно, одновременно с Зылгинско-Думалинской возникает Сехоладонская антиклиналь, южное крыло которой доступно наблюдению по р. Сехоладон (А.М. Демин, 1956 г.). В ядре складки вскрываются биотитовые сланцы, которые можно отнести

к гвандринской свите, а выше их — кварц-мусковитовые и кварц-двуслюдяные сланцы макерской серии.

В целом гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя с пластовым телом балкарских гранитоидов на северном крыле Балкарского поднятия, судя по величине углового несогласия между ними и лейасом, были полого наклонены в северном направлении. Это залегание было осложнено рядом наклоненных на юг антиклинальных складок второго порядка (до 4—8 км в поперечнике) — Уллукамской, Суганской, Зылгинско-Думалинской, Сехоладонской. Южные их крылья обычно нарушены пологими разрывами, по которым эти антиклинали надвинуты в южном направлении.

К востоку от долины р. Урух отчетливо вырисовывается восточная периклиналь Балкарской антиклинали. Здесь в осевой части поднятия вскрываются пластовые граниты садонского типа, облекаемые с севера, востока и юга кристаллическими сланцами буронской свиты. Гранитоиды балкарского типа на восточном периклинальном погружении в бассейне р. Айгамуга (приток р. Урух) имеют активный контакт с садонскими. Имеющиеся материалы о распространении гранитов этих двух типов позволяют предположить, что их граница дугообразно изогнута к востоку в соответствии с антиклинальной структурой территории. На южном крыле периклинальной части поднятия, в бассейне р. Цей (приток р. Ардон), выделяются две сжатые синклинальные складки, сложенные кристаллическими сланцами буронской свиты, и разделяющая их антиклиналь с садонскими гранитами в ядре. Эти складки второго порядка имеют северо-западное, диагональное, простирание; они, по-видимому, срезаются северным бортом Южно-Кавказского среднепалеозойского прогиба и имеют, следовательно, догерцинский возраст.

На правобережье р. Чегем располагается, как уже отмечалось ранее, западное периклинальное замыкание Балкарской антиклинали. Это замыкание подчеркивается сближением здесь балкарских гнейсогранодиоритов, расположенных на северном и южном крыльях поднятия.

К западу от Балкарской мегантиклинали тектоническая структура кристаллических пород зоны Главного хребта известна лишь в самых общих чертах, и изменения ее на разных отрезках геологической истории почти не выявляются. Поэтому для этой части зоны наиболее заметным результатом среднепалеозойского развития является массовое образование гранитов разного типа.

Породы уллучиранской свиты северного крыла Балкарской антиклинали, располагающиеся на северном крыле Адылсу-Харесского разрыва, почти смыкаются с одновозрастными породами южного крыла Андырчинской синклинали, также находящимися на северном крыле этого разрыва. Здесь в бассейне р. Адылсу среди них, а также среди пород гвандринской и клычской свит появляются линзовидные согласные тела гранитоидов балкарского типа, мощность которых далее на запад по простиранию сильно возрастает. Особенно большую площадь эти гранитоиды занимают в бассейне р. Кыртык, где они располагаются в ядре Андырчинской синклинали стратиграфически выше сланцев уллучиранской свиты и где они содержат линзы пород гвандринской свиты.

Значительные по площади выходы балкарских гранитоидов располагаются в верховьях р. Исламчат, севернее упомянутой синклинали, стратиграфически ниже пород уллучиранской свиты. Структурное положение этого поля гранитоидов, равно как и расположенного непосредственно западнее в верховьях р. Уллухурзук, не ясно. Возможно, здесь балкарские гранитоиды теряют свою пластовую форму, и эти их выходы можно рассматривать в качестве "подводящих каналов" для пластовых тел.

В пределах Гондарайской антиклинали балкарские гранитоиды распространены гораздо меньше. Они образуют два—три маломощных (500—700 м) согласных пластовых тела протяженностью до 10—15 км на южном крыле антиклинали, по рекам Гвандра и Секен. Несколько пластовых тел этих пород находится на северном крыле антиклинали. Наиболее мощное из них располагается в верховьях Кубани, на южном крыле Адылсу-Харесского разлома.

Все перечисленные тела балкарских гранитоидов вытягиваются в кавказском направлении параллельно сланцеватости—гнейсоватости метаморфических пород, образующих крылья Гондарайской антиклинали. Однако пластовые тела гранитоидов этого же состава в водораздельной части Главного хребта между реками Кичкинекол—Чиринкол на севере и Далар—Ненскра на юге имеют субмеридиональное и северо-восточ-

ное простирание. Это связано, вероятно, с тем, что здесь они располагаются на периклинальном замыкании упомянутой антиклинали, которое по немигматизированным породам гвандринской свиты и макерской серии отчетливо выявляется несколько восточнее.

Небольшое число пластовых тел балкарских гранитоидов располагается в районе западной периклинали Клычской антиклинали.

Средних размеров массив этого же состава расположен в долине Теберды и по ее притокам Муху, Назалыкол непосредственно к югу от зоны Передового хребта. Этот массив никак не вписывается в структуру метаморфических пород зоны Главного хребта, а, по-видимому, вместе с упомянутыми выше массивами гранитоидов в верховьях рек Исламчат—Уллухурзук, располагающимися также в периферической части зоны, входит в состав "подводящего канала" гранитоидов этого типа. О том, что эти "каналы" находятся в северной части зоны Главного хребта, свидетельствует и уменьшение мощности и числа пластовых тел гранитоидов этого типа с севера на юг. Это особенно хорошо видно при сравнении роли этих гранитов в пределах Андырчинской синклинали и северного крыла Балкарской антиклинали, с одной стороны, и южного крыла этой же антиклинали — с другой. Менее четко, но это отличие видно и при сравнении северного и южного крыльев Гондарайской антиклинали.

Как уже упоминалось, бо́льшая часть территории Гондарайской антиклинали сложена мигматитами, образованными по метаморфическим протерозойским породам. Среди них в пределах этой части зоны Главного хребта наибольшим распространением пользуются белореченские граниты, образующие среди мигматитов многочисленные линзовидные пластовые тела, вытянутые в кавказском направлении. Только в водораздельной части Главного хребта, между реками Кичкинекол—Чиринкол и Далар—Ненскра, они, как и балкарские, приобретают северо-восточную ориентировку (по той же, вероятно, причине).

В западном направлении роль белореченских гранитов в структуре зоны возрастает, и в долине Теберды и ее притоков пластовые тела гранитов этого типа слагают ее почти целиком. Их здесь можно разделить на несколько петрографических разновидностей (А.М. Демин, 1962 г.). Несколько согласных пластовых тел гранитов белореченского типа северо-восточного простирания находятся среди пород макерской серии на западной периклинали Клычской антиклинали (Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко, Н.И. Пруцкий, 1974 г.). На ее южном крыле располагаются тела аналогичных гранитов значительных размеров, вытянутых согласно с простиранием складки [271, 296].

К востоку и западу от Гондарайской и Клычской антиклиналеи морфология белореченских гранитов существенно меняется. На восточной периклинали первой из упомянутых складок и на западной периклинали Балкарской, а также в пределах Андырчинской синклинали эти граниты образуют тела, имеющие в плане сложную неправильную форму. Эти тела срезают под самыми различными углами те или иные части перечисленных складок. Выявляются, таким образом, соотношения, типичные для обычных интрузивных секущих тел. Пластовую форму здесь имеют лишь в виде исключения сравнительно небольшие апофизы этих тел. Такие соотношения дают возможность установить, что ко времени формирования гранитов упомянутого типа, т.е. к концу среднего палеозоя, Гондарайская и Балкарская антиклинали и Андырчинская синклиналь уже существовали.

Одновременно с белореченскими гранитами аструктурный, секущий характер приобретают и контуры полей распространения мигматитов. Сложные фестончатые очертания тех и других не позволяют рассматривать поля их распространения как блоки коры, ограниченные разломами.

Аналогичная картина наблюдается на западном окончании зоны Главного хребта. Здесь белореченские граниты образуют секущие, штокообразные тела в пределах северо-западного окончания Софийской антиклинали, на территории Дамхурцевской синклинали.

Время формирования последней установить затруднительно. Очевидно только, что она является элементом современной структуры. Поэтому изображение ее на рассматриваемой карте в значительной степени условно. Породы, слагающие Дамхурцевскую синклиналь, являются остатком значительно более обширного чехла, который в среднем палеозое перекрывал, целиком или частично, зону Главного

хребта. Остатками этого чехла являются также одновозрастные породы, вскрывающиеся в северо-западной части ограниченного разрывами Чугушского поднятия [261].

В ядре Софийского поднятия обнажаются породы макерской серии, прорванные белореченскими гранитами. С юго-запада, запада и частично северо-запада это ядро окружено небольшими полями пород, которые могут быть сопоставлены с мамхурцевской и дамхурцевской свитами. Они образуют периклинальное замыкание поднятия. На них на южном крыле поднятия ложатся породы, которые ранее выделялись под названием верхнекольтюбинской подсвиты нижнего карбона (современное Атамажинское поднятие). Ныне в других, более восточных частях Центрального Кавказа, в зоне Передового хребта, установлено, что породы, относившиеся к этой подсвите, имеют более древний возраст и образуют аллохтонные покровы. В пределах Атамажинского поднятия они представлены, по данным С.В. Савина, Г.И. Баранова, А.А. Жукова (1960 г.) сравнительно слабо метаморфизованными породами. Среди них преобладают зеленоцветные кварц-альбит-хлорит-эпидотовые и кварц-хлоритовые сланцы с бластопсаммитовой и бластоалевритовой структурой. Реже встречаются серые филлиты, зеленые филлитовидные кварц-хлорит-серицитовые сланцы с бластоалевритовой структурой, прослои альбит-хлоритовых сланцев с бластопорфировой структурой, являющихся метаморфизованными эффузивами. Встречаются темно-зеленые амфиболиты. Мощность оценивается приблизительно в 1000 м. По составу и степени метаморфизма эту толщу пород можно параллелизовать с тебердинской свитой аллохтонного комплекса Передового хребта и тем самым с хасаутской свитой верхнего протерозоя. Можно полагать, следовательно, что эти породы находятся в аллохтонном залегании в составе Ацгаринского покрова (А.Л. Лунев, 1977 г.). Существенно, однако, что здесь отсутствуют аналоги карабекской свиты, габброидов и ультрабазитов, ассоциирующихся с тебердинской свитой Марухского покрова.

Сходные по составу и степени метаморфизма породы, располагающиеся стратиграфически выше среднепалеозойских, облекают, по данным И.А. Шамрая и Д.Ф. Власова (1956 г.), с запада и севера Кишинскую антиклиналь. Они, по-видимому, также образуют здесь покровную пластину. Среднепалеозойские породы автохтона вскрываются также в ядре небольшой антиклинальной складки к запад-северо-западу по простиранию от Кишинской.

Приблизительно одновременно с трогом Передового хребта возник Сванетско-Кахетинский прогиб, входящий в состав Южно-Кавказского эвгеосинклинального трога. В нем в течение среднепалеозойского времени, судя по современным данным, накапливались осадочные и вулканогенные породы среднего девона – нижнего карбона. Какие-либо данные о дислокации этих пород в рассматриваемый интервал времени отсутствуют.

Такая картина сложилась на территории Центрального Кавказа к концу среднего палеозоя. Преобразования, связанные с поздним палеозоем—триасом, можно видеть на предъюрской палеогеологической карте (рис. 4, см. вкл.).

Отложения этого стратиграфического интервала отсутствуют в Лабино-Малкинской зоне. Наиболее существенные изменения в Лабино-Малкинской зоне связаны с внедрением гранитов малкинского типа, которые заняли огромные пространства в пределах зоны. Они обнажаются по Малке, Муште, Эшкакону, Аликоновке, Кубани, вскрыты бурением в целом ряде пунктов. В целом они образуют явно секущие массивы сложной формы. Это хорошо видно в бассейне Малки, где граниты этого типа поглощают бóльшую часть Малкинской антиклинали, и на Кубани, где они срезают северное крыло Кубанской антиклинали.

В зоне Передового хребта верхнепалеозойские и триасовые отложения ложатся на более древние трансгрессивно и обычно с угловым несогласием. Они перекрывают как складчатые и чешуйчато-надвиговые дислокации автохтонных пород зоны, так и аллохтонные, образующие покровы. Поэтому есть основания, учитывая также изменения формационного состава пород, резко разграничивать, как это обычно делается, среднепалеозойский и позднепалеозойский—триасовый этапы развития этой зоны. Однако при всем том не менее очевидно, что отложения рассматриваемого стратиграфического интервала распространены в пределах зоны Передового хребта и практически не выходят за ее пределы. Это позволяет утверждать, что после предсреднекаменноугольных тектонических движений прогибание возобновилось в общем в тех же

границах зоны Передового хребта, что и в среднем палеозое. Особенно хорошо это видно в междуречье Малой Лабы—Урупа, где нижнепермские отложения образуют в целом синклинальную структуру, соответствующую среднепалеозойской синклинали Дженту и ее восточному продолжению. Далее на восток по простиранию позднепалеозойские отложения перекрывают практически всю зону Передового хребта, лишь кое-где незначительно выплескиваясь за ее пределы — на территорию Лабино-Малкинской зоны, где они ложатся на протерозой.

В северо-западной части зоны Передового хребта, в пределах Блыбского поднятия и на его северо-западном продолжении, непосредственно на протерозойские породы фундамента зоны налегают триасовые отложения, образующие здесь обширное поле. На остальной территории зоны триасовые (или пермские—триасовые) отложения распространены незначительно, образуют узкие полоски в южной части зоны, между Тырныауз-Пшекишскими разломами.

На фоне общего прогибания зоны Передового хребта в позднем палеозое—триасе формируются участки с большим или меньшим прогибанием или даже поднятием, что сказывается на распределении мощностей пород этого стратиграфического интервала. Наиболее резко выраженные из числа этих относительных прогибов и поднятий отражены и на предъюрской геологической карте зоны Передового хребта.

Одновременно продолжали развиваться чешуйчато-надвиговые дислокации. На южном крыле прогиба Передового хребта в это время продолжаются движения по разрыву на южном крыле Блыбского поднятия. Хорошо видно, что по этому разрыву восточная периклиналь поднятия с макерской серией в ядре и облекающим ее с севера и востока девоном надвинута в южном направлении на поздний палеозой и триас, образующие сходную морфологически антиклиналь, в ядре которой вскрывается девон, а южное крыло, как и в предыдущем случае, подрезано в современной структуре разрывом. Судя по геологической и палеогеологической картам, надвигание в обоих случаях происходило с севера на юг.

На северном крыле прогиба Передового хребта наблюдается сходная картина, но уже с перемещением с юга на север. Так, в междуречье Теберды—Малки, а также в бассейне Баксана среднепалеозойские отложения Передового хребта надвинуты на среднекаменноугольные, располагающиеся вдоль южной периферии Лабино-Малкинской зоны.

Продолжают в позднем палеозое—триасе развиваться и Тырныауз-Пшекинские субвертикальные разломы.

В пределах зоны Главного хребта отложения позднего палеозоя — триаса преимущественно отсутствуют. Лишь на ее восточной периклинали, в бассейне р. Фиагдон, появляется маломощный чехол верхнекаменноугольных грубообломочных отложений, образующих Фиагдонскую антиклиналь, а на западной периклинали, в бассейнах Белой—Уруштена, к северу и северо-западу и частично к югу от Софийского поднятия, а также в пределах Пшекиш-Бамбакской зоны распространены средне-верхнекаменноугольные, нижнепермские и триасовые отложения.

Основные изменения в пределах этой зоны в позднем палеозое — триасе связаны с внедрением многочисленных и часто достаточно мощных тел гранитов уллукамского, кассарского, дарьяльского и цейского типов. Первые наиболее распространены. Они встречаются на всей территории зоны, как на ее периферии, так и в центральных частях. При этом отмечается существенное различие в морфологии тел этих гранитов к западу и востоку от меридиана Эльбруса.

В западной части зоны на северном крыле Гондарайской антиклинали граниты уллукамского типа образуют два мощных пластовых тела — их можно назвать Уллухурзукским и Уллукамским — и несколько тел небольшой мощности. Они располагаются преимущественно согласно с вмещающими породами (мигматитами с пластовыми телами белореченских, реже балкарских гранитов) или срезают их под острыми углами. Как и вмещающие породы северного крыла Гондарайской антиклинали, бóльшая часть Уллукамского и Уллухурзукского пластовых тел наклонена в северном направлении под средними и небольшими углами. От двух основных мощных тел отходят менее мощные апофизы, образующие также приблизительно согласные с вмещающими пластовые тела. В бассейне Учкулана Уллукамское тело расщепляется на несколько менее мощных пластовых тел и выклинивается. Далее на запад по простиранию его кулисообразно подставляется Даутское тело аналогичных по составу гранитов, северное и

западное ограничения которого имеют секущий характер. В восточном направлении Уллукамское пластообразное тело прослеживается до водораздела Кубани—Баксана, где характер его контакта на южном и большей части северного ограничения тела (т.е. в его подошве и западной части кровли) продолжает сохранять прежние, почти согласные соотношения с вмещающими породами. Но в восточной части кровли и на самом восточном окончании этого тела характер контакта резко меняется. Он здесь имеет явно секущий характер и образует в плане сложный фестончатый контур, характерный для крутых ограничений секущих тел.

Можно полагать, что секущая, имеющая сложную форму восточная часть Уллукамского тела гранитов представляет собой крупный штокообразный апофиз основного пластового тела.

Еще дальше на восток в пределах зоны Главного хребта граниты уллукамского типа распространены очень широко, но образуют только секущие тела сложной формы. Они срезают различные элементы перечисленных выше складок, разрывов, совершенно не считаясь с ними и лишь кое-где приобретая вытянутую в плане форму, ориентированную приблизительно в направлении слоистости вмещающих пород. По аналогии с теми соотношениями пластовой и штокообразной частей Уллукамского тела, которые отмечались ранее, можно предположить, что все эти секущие тела аналогичных гранитов к востоку от меридиана Эльбруса являются апофизами располагающегося на глубине невскрытого тела пластовой формы.

На южном крыле Гондарайской антиклинали также располагаются два пластовых тела гранитов уллукамского типа, но мощность их не превышает нескольких сотен метров. Они залегают согласно с вмещающими породами, образующими южное подвернутое крыло упомянутой антиклинали. Эти пластовые тела могли возникнуть уже после того, как Гондарайская антиклиналь приобрела опрокинутую форму. В таком случае можно полагать, что они находятся "стратиграфически" ниже Уллукамского пластового тела и, как и это последнее, имеют нормальный наклон к северу. Однако возможно, что залегание двух отмеченных пластовых тел опрокинутое. На это как будто указывает то, что южное ограничение более крупного из них, прослеживаемого от верховьев р. Махар до долины р. Секен, на отдельных участках приобретает сложные секущие очертания, хотя и нерезко выраженные (бывшая кровля пластового тела с секущими штокообразными апофизами), в то время как северное ограничение на всем протяжении имеет строго согласную с вмещающими породами ориентировку (вероятно, бывшая подошва пластового тела). Это позволяет предположить, что во время формирования гранитов уллукамского типа Гондарайская антиклиналь еще была не опрокинутой, а гораздо более пологой, валообразной структурой. Возникшие в позднем палеозое граниты уллукамского типа образовали согласные пластовые тела. На северном крыле мегантиклинали эти пластовые тела имели большую мощность. В южном направлении, в замковой части складки и на ее южном крыле, мощность пластовых тел быстро уменьшалась. В процессе дальнейшего усложнения Гондарайская антиклиналь была опрокинута на юг. Вместе с другими породами южного крыла опрокинутое залегание приобрели и располагающиеся здесь пластовые тела гранитов. В замковой части они были уничтожены эрозией. Это представление отражено на профиле II (см. рис. 7).

Небольшая согласная пластовая залежь гранитов уллукамского типа северо-восточного простирания располагается на западной периклинали Клычской антиклинали.

Вдоль северного края зоны Главного хребта граниты уллукамского типа, слагающие наиболее северное, Уллухурзукское пластовое тело, также становятся секущими. Они приобретают здесь, вдоль границы с прогибом Передового хребта форму вытянутого вдоль нее интрузивного тела с крутым южным ограничением. Северным ограничением служит один из Тырныауз-Пшекишских разломов. Учитывая близкое соседство с субвертикальными, длительно развивающимися разломами, представляется вероятным предположение, что эта часть Уллухурзукского гранитного тела соответствует, как это показано на профиле II, местоположению подводящего канала для пластовых тел уллукамских гранитов, расположенных южнее.

В свете этих данных по морфологии тел наиболее изученных гранитов уллукамского типа можно видеть, что аналогичные черты характерны и для тел гранитов иного состава. Так, балкарские гранитоиды образуют пластовые тела на большей части зоны Главного хребта. По периферии области их развития (в пределах Зылгинско-Думалин-

ской антиклинали — на востоке, в западной части Софийского поднятия и в Дамхурцевской синклинали — на западе) появляются секущие штокообразные тела гранитоидов этого типа, но в значительно меньшем количестве, чем у гранитов уллукамского типа. Вдоль границы зон Главного и Бокового хребтов располагаются секущие тела балкарских гранитоидов. Крупный массив этого состава находится в долине Теберды. Можно предположить, что в этой полосе располагался подводящий канал гранитоидов этого типа, аналогичный таковому уллукамских гранитов.

Все сказанное в общем справедливо и для белореченских гранитов. Они имеют четко выраженный пластовый характер на всем протяжении зоны Главного хребта от западной периклинали Клычской антиклинали на западе до меридиана Эльбруса на востоке. Как западнее, так и восточнее указанной части зоны вместо пластовых появляются тела сложной, прихотливой формы, секущие вмещающие породы. Можно предположить, что подводящий канал этих гранитов располагался там же, где и подводящие каналы балкарских и уллукамских.

В отличие от перечисленных гранитоиды кассарского, цейского и, по-видимому, дарьяльского типов приурочены к узкой полосе на южной периферии зоны Главного хребта, к контакту ее с Южно-Кавказским прогибом. Судя по их морфологии, они образуют штокообразные тела.

Тектоника средне-позднепалеозойских и триасовых отложений Южно-Кавказской зоны изучена еще совершенно недостаточно. Поэтому можно отметить лишь самые основные черты ее предъюрской структуры. К началу лейаса уже существовало Верхне-Сванетское (Ингурское) поднятие, в осевой части которого лейас подстилается отложениями девона и нижнего карбона. По северо-восточной периферии поднятия появляются позднепалеозойские (средний карбон—нижняя пермь, верхняя пермь) и триасовые отложения. Пермью и триасом сложено и Нижне-Сванетское (Цхенисцкальское) поднятие, располагающееся на южной периферии Южно-Кавказского прогиба. Устанавливается несколько разрывов, однако их природа остается неясной. Верхнекаменноугольные и пермские отложения на северном борту Южно-Кавказского прогиба вскрываются в интервале от Ардона до Геналдона. Юра ложится здесь на них (в основном на нижнепермские) преимущественно без углового несогласия. Получающаяся картина дает основания предполагать, что в осевой части прогиба могут быть широко распространены отложения верхней части разреза десской серии — верхнепермские и триасовые.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АЛЬПИЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Альпийская тектоническая структура Большого Кавказа по вполне понятным причинам изучена наиболее полно. Материалы по байкальской и герцинской структурам региона воспринимаются в значительной мере также в свете тех представлений, которые были выработаны при изучении результатов последнего этапа тектогенеза. Поэтому морфология дислокаций, сформировавшихся в течение юры, мела и кайнозоя, рассматривается наиболее подробно. В пределах изученной территории Большого Кавказа тектонические дислокации разделяются на несколько групп по размерам, истории и механизму образования, характеру соподчинения. Дальнейшее описание ведется по этим группам.

Основные структурные ступени

Как показали наблюдения многих исследователей, в том числе и наши, в основе тектонического строения Большого Кавказа лежат крупные структурные ступени. Это выражается в том, что территория этого сооружения распадается на ряд крупных участков, в пределах которых одноименные стратиграфические горизонты находятся приблизительно на одном гипсометрическом уровне, а на дневной поверхности развиты преимущественно отложения, охватывающие относительно небольшой стратиграфический интервал. Эти ступени можно рассматривать как структурные элементы первого порядка. В пределах ступеней слои, а в случае их дислоцированности — зеркало складчатости располагаются субгоризонтально. Конечно, в пределах каждой такой

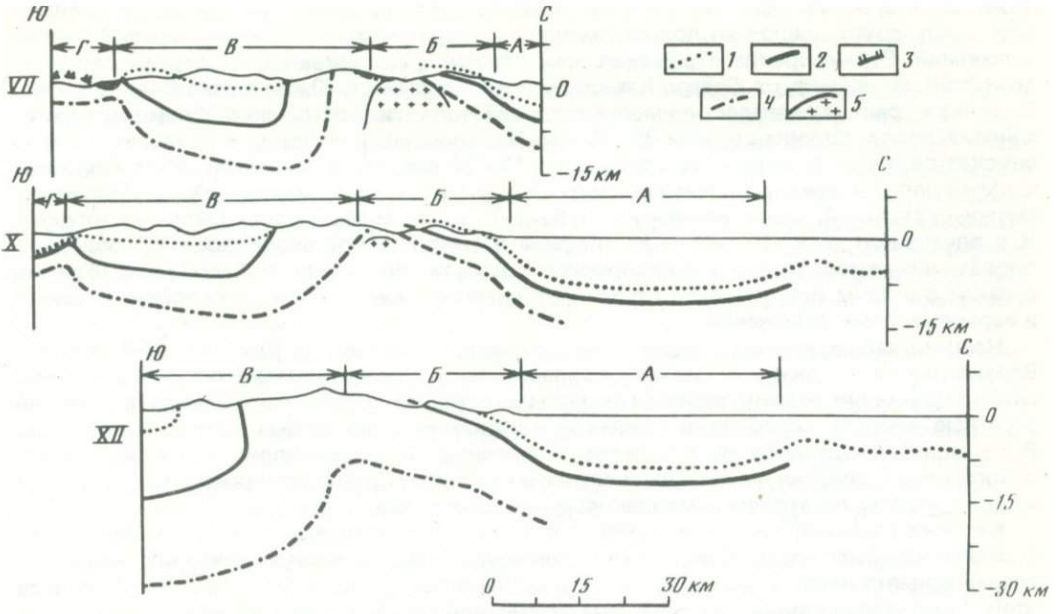


Рис. 6. **Схематизированные геологические профили VII, X и XII**
1 — подошва меловых отложений; *2* — подошва верхнеюрских отложений; *3* — граница третичных и среднеюрских пород в Закавказье; *4* — подошва юрских отложений; *5* — кровля гранитов садонского типа; *А*—*Г* — ступени: *А* — Предкавказская, *Б* — Северо-Кавказская, *В* — Южно-Кавказская, *Г* — Закавказская

ступени имеются различия в высотном положении одноименных стратиграфических горизонтов, но они обычно меньше по размерам, чем те, которые существуют между ступенями. Сочленение ступеней между собой осуществляется через крупные флексуры, представленные полосами более или менее крутого моноклинального залегания слоев. Обнажающиеся в пределах таких флексур отложения охватывают значительные стратиграфические интервалы. Если поверхность ступени оказывается несколько наклонной, этот наклон значительно меньше, чем наклон слоев в пределах флексур.

Альпийское развитие Кавказа можно разделить на две стадии — геосинклинальную (лейас—средний миоцен) и орогенную (поздний миоцен—четвертичное время) [232]. Каждая из этих стадий развития рассматриваемой территории характеризуется своим тектоническим планом. Различия между тектоническими планами двух стадий местами весьма значительны. Мы будем рассматривать то расчленение на основные структурные ступени, которое существует в настоящее время и которое сложилось в результате суммирования, интерференции тектонических планов упомянутых стадий.

На территории наиболее детально изученной нами осетинской части Центрального Кавказа по указанным выше признакам можно выделить с севера на юг следующие ступени: Предкавказскую, Северо-Кавказскую (соответствует части зоны Главного хребта), Южно-Кавказскую и Закавказскую (рис. 5, см. вкл.). Для большей наглядности геологические профили VII, X, XII уменьшены и на них схематически, без учета второстепенных дислокаций, показаны основные особенности залегания нескольких стратиграфических поверхностей (рис. 6).

Предкавказская ступень занимает обширное пространство, ограничиваясь полосой Черных гор на юго-западе и юге и поднятиями Передовых (Терского и Сунженского) хребтов на севере. Ширина ее достигает 40—55 км. Залегание юры, мела и кайнозоя субгоризонтальное. Верхнеюрские породы располагаются, судя по нашим профилям, на абсолютных отметках около 8—10 тыс. м ниже уровня моря; на дневной поверхности обнажаются накопления четвертичного и плиоценового возрастов. Следующая ступень — Северо-Кавказская. Ограничивается на севере полосой Черных гор, а на юге линией, проходящей по северному склону Бокового хребта Центрального Кавказа. Поверхность Северо-Кавказской ступени заметно наклонена на север. Вследствие этого в ее

пределах на дневной поверхности в направлении с севера на юг располагаются сменяющие друг друга широкие полосы меловых, верхнеюрских и нижне-среднеюрских отложений. Верхнеюрские отложения этой ступени располагаются в интервале от −2000 до +3000 м. К югу от Северо-Кавказской располагается Южно-Кавказская ступень. Ее южная граница совпадает с южной границей поля распространения флишевых мезозойских пород. Ширина ступени 35–50 км. Подошва юрских пород в пределах ступени опускается, судя по нашим профилям, до 12–25 тыс. м ниже уровня моря. Подошва верхней юры в средней, наиболее широкой части ступени, удаленной от "влияния" смежных ступеней, располагается на глубине 2–5 тыс. м ниже уровня моря на профиле X и опускается до 6–10 тыс. м на профиле XII. На дневной поверхности преобладают породы нижнемелового и верхнеюрского возраста. Восточнее, в бассейне р. Арагва, в связи с общим погружением ступени на дневной поверхности господствуют нижне- и верхнемеловые отложения.

Нашими наблюдениями охвачена только северная периферия Закавказской ступени. Верхнеюрские отложения здесь не сохранились, но резкое изменение гипсометрического положения стратиграфических поверхностей по сравнению с Южно-Кавказской ступенью хорошо видно на профилях при прослеживании любых других горизонтов. Эта ступень разделяется на две части – западную, более приподнятую, и восточную, относительно опущенную. В первом случае на дневной поверхности преобладают среднеюрские породы, во втором – миоценовые и четвертичные.

Как уже упоминалось, сочленяются основные структурные ступени крупными флексурными изгибами слоев. К числу таких флексур относится Черногорская моноклиналь, сочленяющая ступени Предкавказскую и Северо-Кавказскую (см. рис. 5). В полосе этой флексуры шириной в 5–7 км на дневной поверхности обнажаются породы третичного и мелового возраста. Крутизна наклона слоев этих пород в пределах моноклинали равна 20° в северном направлении западнее долины р. Ардон (рис. 5, профиль VII), увеличивается до 30° на р. Ардон (см. рис. 5, профиль VIII), достигает 40° на р. Фиагдоне (см. рис. 5, профиль X) и 50° на р. Гизельдон (см. рис. 5, профиль XII). Переход от Северо-Кавказской ступени в Южно-Кавказской осуществляется через полосу нижне-среднеюрских "основных сланцев", расположенных между выходами доюрского основания Центрального Кавказа и полем развития флишевых отложений. На основании наблюдений А.В. Пейве [208] в районе Мамиссонского перевала, Ю.Г. Леонова [156], Д.И. Панова и наших [206, 300] в долинах рек Ардон (см. рис. 5, профиль VII), Фиагдон (профиль X), Терек (профиль XII) выясняется, что эти сланцы залегают в основном моноклинально. Контакт с палеозоем нормальный стратиграфический.

В целом полоса "основных сланцев" с их крутым, преимущественно моноклинальным залеганием является флексурой, смыкающей Северо- и Южно-Кавказскую ступени. В сечении по р. Фиагдон слои в пределах флексуры наклонены на 60–70° на юг. В долине Ардона они приобретают опрокинутое залегание под углом 80°; западнее опрокидывание усиливается (до 40–60° у Мамиссонского перевала). В верховьях Терека преобладает опрокинутое залегание под углом 70–80°. Выделяемые здесь свиты сменяют друг друга с севера на юг в нормальной стратиграфической последовательности. Складки размером в десятки, сотни метров и более и разрывы, имеющие характер срывов по поверхностям напластования, лишь осложняют моноклинальное залегание пород в полосе флексуры. Посредством флексуры, наклоненной на север, осуществляется, вероятно, и переход от Южно-Кавказской ступени к Закавказской, как это показано на профилях VII, IX, X по отложениям нижней и средней юры.

Ступенчатое строение отчетливо проявляется и на остальной территории Центрального Кавказа. Так, пологое субгоризонтальное залегание юрских–меловых отложений типично для Лабино-Малкинской ступени (рис. 7, профили II, IV, см. вкл.), где оно прослеживается более чем на 50 км вкрест простирания. Северная граница ступени проходит приблизительно на широте г. Черкесска, по флексурному изгибу кайнозойских отложений (за пределами профиля), на юге ступень соприкасается с породами палеозойского Передового хребта. В полосе этого последнего юрские–кайнозойские отложения отсутствуют. В современной структуре юрские отложения Лабино-Малкинской зоны контактируют с палеозоем Передового хребта по системе разломов. Но, по существу, прогиб Передового хребта и Лабино-Малкинское поднятие сочленяются, как это было показано в предыдущей главе, крутым флексурным изгибом палео-

зойских пород. В наиболее широкой западной части зоны Передового хребта можно видеть и плоское, пологое днище прогиба, что позволяет считать, что этой зоне отвечает самостоятельная ступень в структуре Центрального Кавказа.

На большей части располагающейся южнее зоны Главного хребта юрские и более молодные отложения практически отсутствуют. Ступенчатая форма этой зоны отчетливо выявляется в ее восточной части. Частично это уже было показано раньше — при описании Северо-Кавказской ступени на территории Осетии. Еще более четко это видно в бассейнах рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский (рис. 8, см. вкл., профили V, VI). Здесь к северу от выходов кристаллических пород фундамента, расположенных в южной, наиболее приподнятой части ступени, на дневной поверхности обширные пространства заняты юрскими и меловыми отложениями небольшой мощности. Для них на протяжении 30—40 км вкрест простирания характерно устойчивое залегание с наклоном 10—20° в северном направлении.

Северным ограничением поднятия Главного хребта в описываемом районе служит флексурный изгиб нижнетретичных и залегающих с ними согласно мезозойских пород в полосе Черных гор. Эти породы приобретают здесь наклон в северо-северо-восточном направлении под углами до 30°. Непосредственно севернее третичные отложения выполаживаются, а мезозойские оказываются опущенными на большую глубину и на дневной поверхности больше не появляются. Под юрскими отложениями на территории Восточного Предкавказья располагаются отложения триаса—палеозоя, входящие в герцинский структурный этаж [232].

Хорошо выражена на этих профилях флексура, ограничивающая с юга поднятие Главного хребта и смыкающая его с Южно-Кавказским прогибом. В полосе этой флексуры обнажающиеся отложения циклаурской и кистинской свит лейаса залегают приблизительно вертикально или несколько опрокинуты на юг. То же самое можно сказать о гнейсогранодиоритах балкарского типа, обнажающихся на южном крыле антиклинали Лькези, образующих совместно с отложениями кистинской и циклаурской свит крутую флексуру.

Поскольку на долготе Черека Балкарского Южно-Кавказский прогиб сильно сужен по сравнению с более восточными районами (см. рис. 5), ему соответствует здесь сравнительно крупная синклиналь без плоского днища. Северное ее крыло мы уже охарактеризовали. На южном вскрываются песчано-сланцевые нижне-среднеюрские отложения большой мощности, которые можно расчленить, по данным Д.И. Панова и нашим, на циклаурскую, казбекскую, гудошаурскую и бусарчильскую свиты. Южное крыло положе, чем северное, и осложнено серией асимметричных складок второго и третьего порядков. В ядре синклинали располагаются верхнеюрские и нижнемеловые отложения значительной мощности. Разрез южного крыла Южно-Кавказского прогиба здесь значительно полнее, чем северного, где, по данным И.А. Маркозия (1949 г.), нижнемеловой флиш налегает на циклаурскую свиту. Судя по данным, полученным при изучении смежных районов этой зоны, можно предположить, что в осевой части прогиба ниже лейаса появляются триасовые, верхнепалеозойские и среднепалеозойские отложения, вскрывающиеся на дневной поверхности в пределах Сванетского антиклинория на южном борту Южно-Кавказского прогиба и в Горной Осетии на его северном борту.

На Восточном Кавказе можно выделить две самостоятельные ступени, соответствующие вместе Северо-Кавказской. Это ступени Сланцевого и Известнякового Дагестана. В пределах первой на дневной поверхности распространены почти исключительно нижнеюрские отложения, подошва их располагается на отметках около 10 км ниже уровня моря. На территории Известнякового Дагестана на дневной поверхности преобладают отложения мела—верхней юры. Подошва лейаса опускается здесь до 15—17 км.

Если (в свете изложенного материала) обратиться к тектонической структуре герцинского этапа развития, то можно видеть, что и в это время территория Большого Кавказа была расчленена на те же самые ступени. Начиная со среднего палеозоя можно выделить ступени, соответствующие поднятиям Лабино-Малкинскому и Главного хребта и прогибам Передового хребта и Южно-Кавказского на Центральном Кавказе. Сочленяются они, как уже отмечалось, флексурными изгибами пород. На байкальском этапе вся территория Центрального Кавказа входит, по-видимому, в состав единой структурной ступени. Сколько-нибудь заметная дифференциация в направлении вкрест простирания не выявляется. Можно отметить только различия между западной (пре-

обладают породы макерской серии) и восточной (широко распространены выходы как более высоких, так и более низких подразделений разреза протерозоя). Не ясно, можно ли связывать эти различия с существованием на байкальском этапе развития двух ступеней, разделенных субмеридиональной флексурой.

С каждой из перечисленных ступеней связаны определенные типы разреза осадочных и вулканогенных пород юры—мела и кайнозоя, различающиеся по набору представленных стратиграфических подразделений, по фациям и мощностям одновозрастных отложений. Это указывает на то, что ступени являются не только структурными, но и историко-геологическими единицами, или зонами. Конечно, в пределах каждой из перечисленных выше ступеней происходят некоторые изменения фаций и мощностей осадков, однако они имеют второстепенный характер. Принципиальные изменения разрезов во всех тех случаях, когда это можно непосредственно наблюдать, приурочены к границам ступеней и пространственно совпадают с полосами соединяющих их флексур.

Здесь мы не будем рассматривать состав, стратиграфию и мощности юрских—меловых и кайнозойских отложений изученной территории. Соответствующие материалы уже систематизированы [300, 309]. Этим же вопросам посвящены многочисленные работы целого ряда исследователей [141, 156, 206, 208, 234, 244, 293; и др.]. Важным обобщением является монография [69].

Как уже упоминалось, принципиальные изменения разрезов отложений мезозоя—кайнозоя, характеризующих перечисленные ступени, во всех случаях, когда это возможно наблюдать, происходят на границах ступеней, в полосах сочленяющих флексур. Так, в узкой полосе Черногорской моноклинали происходит выклинивание развитых на территории Предкавказья третичных и четвертичных отложений. Если в южной части Черногорской моноклинали верхнеплиоценовая свита рухс—дзуар налегает на третичные породы с угловым несогласием в 10—30°, переходя еще южнее (в полосе Скалистого хребта Северо-Кавказской ступени) на мезозойские отложения, то в 2—3 км севернее, как показывают некоторые буровые данные, переход между нею и подстилающими породами осуществляется согласно, хотя и с размывом в основании свиты рухс—дзуар. Экстраполируя эти изменения далее на север, можно предполагать на большей части территории Предкавказья постепенный переход от этой свиты к лежащим ниже. Еще более резкое изменение мощностей осадков наблюдается на границе Южно-Кавказской и Северо-Кавказской ступеней. На правом борту долины р. Фиагдон южнее Фиагдонской антиклинали можно проследить переход от мощных "основных сланцев" первой к значительно менее мощным одновозрастным отложениям второй (рис. 9). Здесь на протяжении лишь 0,5—1 км мощность отложений домерского яруса уменьшается приблизительно в 3 раза. Такое же уменьшение мощности испытывают отложения нижнего—среднего лейаса. Одновременно из разреза выпадает часть отложений кистинской свиты, подстилающих вулканогенный горизонт. Если на территории Южно-Кавказской ступени развиты мощные толщи мелового и верхнеюрского флиша, то на территории Северо-Кавказской ступени верхняя юра, как и нижний мел, представлена нефлишевым комплексом пород меньшей мощности. Очень быстрое сокращение мощности с дальнейшим выклиниванием испытывают верхнеюрские—меловые отложения Южно-Кавказской ступени на границе со ступенью Закавказья. Есть основания считать, что различия этих двух ступеней существовали уже в лейасе. На этой же границе выклиниваются третичные отложения Закавказской ступени.

Как видно из имеющихся материалов, приведенных в предыдущем разделе, перечисленные ступени существовали и определяли характер осадконакопления в течение среднего—позднего палеозоя и триаса. Судя по геоморфологическим данным [175, 231], все перечисленные ступени испытывают дифференцированные вертикальные перемещения и в настоящее время, определяя тем самым развитие основных черт рельефа региона.

Изложенный материал указывает на большую устойчивость разделения территории на основные структурные ступени. Поэтому можно предполагать, что и в тех случаях, когда изменения разреза при переходе от ступени к ступени непосредственно наблюдать не удается (так как соответствующие отложения не вскрываются на дневной поверхности), такие изменения происходят все же именно на границах ступеней, т.е. в полосах сочленяющих флексур. Характер изменения разреза при переходе от ступени к ступени зависит от крутизны флексур. Сравним флексуры, ограничивающие Северо-Кавказ-

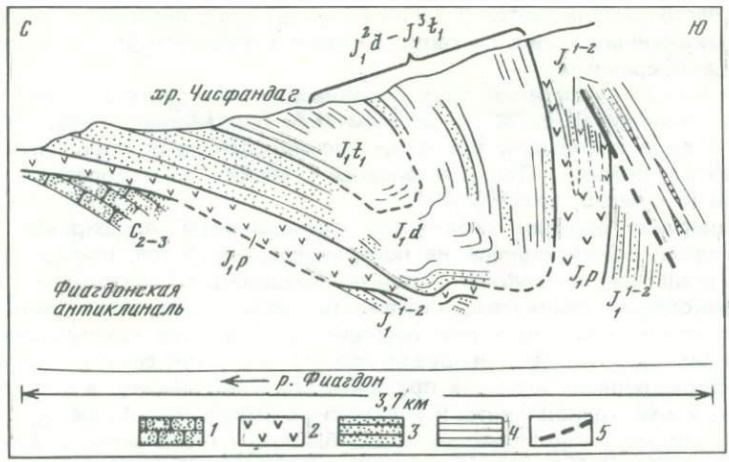


Рис. 9. **Строение южного крыла Фиагдонской антиклинали и Чисфандагской синклинали на правом борту долины р. Фиагдон**

1 — конгломераты и кварциты; *2* — альбитофиры и их туфы с прослоями глинистых сланцев; *3* — песчаники; *4* — алевролиты и сланцы; *5* — разрывы; J_1^{1-2} — кистинская свита; J_1^2d—$J_1^3t_1$ — циклаурская свита

скую ступень с севера и юга (см. рис. 5, профиль X). Первая значительно более пологая, чем вторая. Соответственно в одном случае происходит плавное и постепенное выклинивание третичных отложений Предкавказья на расстоянии 5—8 км, в другом — необычайно резкое (в несколько раз) сокращение мощности "основных сланцев" на расстоянии менее 1км. Исходя из некоторых структурных особенностей ступеней, можно сделать также вывод об общем направлении изменения мощностей отложений в их пределах. Как видно на приводимых профилях, ступень Предкавказья характеризуется (в меридиональном направлении) устойчивостью мощностей развитых на ней верхнемеловых-четвертичных отложений; соответственно залегание пород в Предкавказье близко к горизонтальному. В то же время на территории Северо-Кавказской ступени с юга на север происходит постепенное увеличение мощности и полноты разреза мезозойских отложений, а сама ступень полого наклонена в том же северном направлении. Это позволяет использовать общую пространственную ориентировку поверхностей ступеней для суждения о характере распределения мощностей в их пределах в тех случаях, когда это невозможно изучить непосредственно.

Исходя из всех этих сопоставлений, была произведена достройка профилей в глубину. На всей территории Южно-Кавказской ступени ниже флишевых отложений показаны мощные толщи отложений нижней и средней юры. Судя по слабому наклону ступени на север, мощность этих отложений несколько уменьшается в пределах ступени с севера на юг. Она резко уменьшается (одновременно меняется фациальный облик отложений), по-видимому, только на границе со ступенью Закавказья, т.е. там же, где выклиниваются и тесно связанные с ними пространственно флишевые толщи, и столь же резко, как и эти последние.

Многие проявления мезозойско-кайнозойской магматической и вулканической деятельности приурочены к границам ступеней и совпадают пространственно с полосами соединяющих их флексур. Черногорская моноклиналь обычно не несет признаков вулканической деятельности. Однако в районе Нальчика именно с нею связаны молодые вулканические образования. К границе Южно- и Северо-Кавказской ступеней приурочено образование зеленокаменных эффузивных и интрузивных пород Казбекского диабазового пояса.

Породы этого пояса наиболее детально изучил А.П. Лебедев [151], указавший на то, что породы интрузивной фации в противоположность эффузивным и субинтрузивным распространены нешироко. Больше всего распространены актинолитовые диабазы и диабазовые порфириты. Среди интрузивных значительно реже встречаются пироксениты, габбро, серпентинизированные перидотиты. Эффузивные и субинтрузивные породы встречаются только в лейасовых сланцах. Породы интру-

зивного ряда часто располагаются и среди более древних, палеозойских, образований. Возраст зеленокаменных пород по геологическим и радиометрическим данным определяется как ранне-среднеюрский.

К этой же полосе сочленения двух основных структурных ступеней приурочены гранодиориты теплинского типа. По данным Л.А. Варданянца (1935, 1939 гг.), они вскрываются в виде небольших тел среди песчано-сланцевых пород лейаса в полосе Бокового хребта в районе г. Тепли и западнее Казбека — на водоразделе рек Мнаисидон и Геналдон (см. рис. 5, профиль XII).

Наиболее широко развиты собственно гранодиориты порфировой структуры. Штоки этих пород, обнажающиеся на поверхности, являются, по-видимому, апофизами располагающегося на глубине батолита. Вмещающие "основные сланцы" интенсивно ороговикованы. Удивительная свежесть гранитоидов этого типа, отсутствие тектонических нарушений (хотя они располагаются в зоне крупнейших разломов) указывают на молодой возраст интрузий. Кроме того, они секутся жилами дацитов и андезитов, формирование которых происходило, по-видимому, в предакчагыльское время. В то же время гранодиориты и андезито-дацитовые жилы как пространственно, так и петрологически и геохимически очень близки и тесно связаны друг с другом. Исходя из всего этого, Л.А. Варданянц связывает внедрение гранодиоритов с предмеотической тектонической фазой. Определения абсолютного возраста дают для гранодиоритов этого типа результат 60 ± 20 млн. лет [72], что соответствует позднему мелу—эоцену. Возможно, эти цифры завышены вследствие образования гранитоидов за счет более древних пород.

В этой же полосе сочленения двух ступеней располагаются гранитоиды кассарского и цейского типов и вулканический конус Казбека.

Коробчатые и ступенеобразные складки

Перечисленные выше ступени являются структурными элементами первого порядка, на фоне которых развиваются разнообразные дислокации более высоких порядков. Рассмотрим группу коробчатых и ступенеобразных, или ступенчатых, складок. Их не следует путать со ступенями. Это дислокация меньшего размера, иного порядка, другой истории. Они распространены на значительной части территории Северо-Кавказской и в средней части Южно-Кавказской ступени. Классическим районом их развития является Известняковый Дагестан.

Ступенчатые и коробчатые складки тяготеют к определенным гипсометрическим уровням таким образом, что зеркало складчатости в пределах каждой ступени первого порядка оказывается полого наклоненным в одну сторону или горизонтальным. В первом случае можно говорить о "лестнице" ступенчатых складок, во втором — о "клавиатуре" коробчатых складок. Общей чертой складок этого типа является связность нарушений. Переход от слоев, залегающих полого, нередко почти горизонтально на поверхности ступенчатой или коробчатой складки, к крутым, иногда вертикальным крыльям совершается (вне зависимости от литологии пород) резко, но без нарушения сплошности. Связные изгибы наблюдаются и в различных известняках верхней юры (рис. 10), и в песчаниках, сланцах, эффузивах нижней и средней юры (рис. 11), и во флишевых породах (рис. 12). Точно так же в образовании этих складок участвует кристаллический фундамент (рис. 11). На самых крутых крыльях складок сохраняются нормальные стратиграфические контакты слоистых пород друг с другом и с фундаментом.

Наиболее четко морфология этих дислокаций видна на р. Фиагдон (см. рис. 5, профиль X). Здесь можно выделить три крупные ступенчатые складки, из которых самой южной и наиболее высоко поднятой является Фиагдонская антиклиналь с доюрскими породами в ядре. На своде антиклинали на протяжении 3—4 км среднелейасовые отложения залегают очень полого (в субмеридиональном сечении) с наклонами не больше 5—20°. На южном крыле Фиагдонской антиклинали крутизна залегания среднелейасовых отложений увеличивается до 30°, а на северном — до 40—60°. В ядре складки на правом берегу р. Фиагдон вскрываются грубообломочные породы верхнего карбона. На северном крыле они наклонены на север (рис. 13), а на южном — на юг, но под более крутыми углами, чем лейасовые. Длина Фиагдонской антиклинали примерно 10 км, а ширина — 4 км.

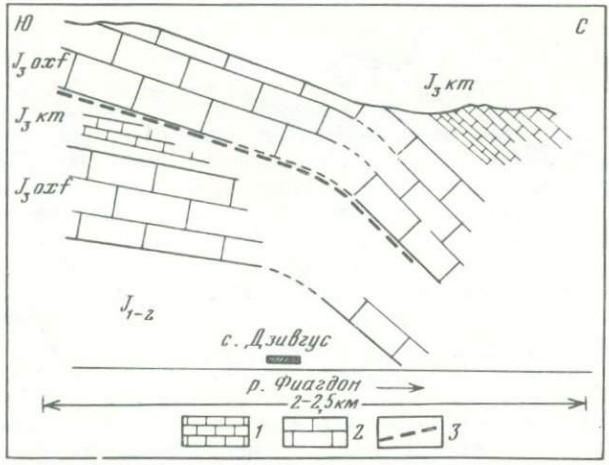


Рис. 10. **Северное крыло Кариухохской ступенчатой складки на левом борту долины р. Фиагдон**
1 — слоистые известняки и доломиты; *2* — массивные известняки; *3* — разрывы

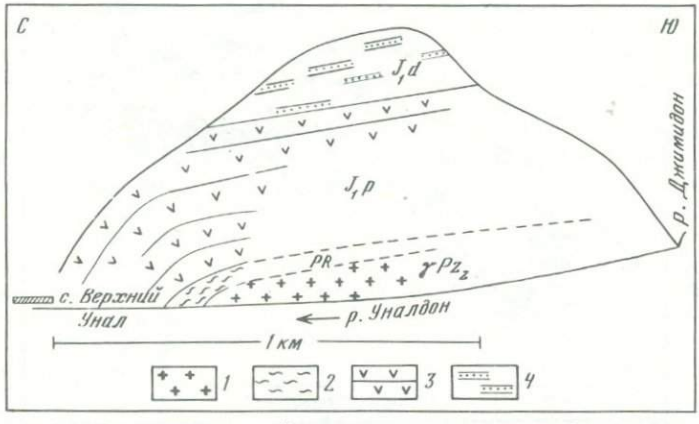


Рис. 11. **Северное крыло Садоно-Нузальской антиклинали на правом борту долины р. Уналдон**
1 — граниты садонского типа; *2* — кристаллические сланцы протерозоя; *3* — эффузивы плинсбаха; *4* — песчаники домера

Севернее слои снова выполаживаются, переходя к следующей ступенчатой складке, которую можно назвать Кариухохской (см. рис. 10). В ее пределах породы нижней и средней юры наклонены на север на 15–20°, а налегающие на них с угловым несогласием верхнеюрские (автохтонные) — на 5–10°. В 4 км к северу, у с. Дзивгус, крутизна наклона известняков резко возрастает до 40°, отмечая переход к следующей, самой низкой ступенчатой складке (Карцинской).

Аналогичные складки наблюдаются на профиле VII. Здесь в полосе Скалистого хребта очень отчетливо выделяется Ходская ступенчатая складка. В ее пределах известняки верхней юры на протяжении 5–6 км наклонены в северном направлении на 10–20°. Появляющиеся севернее отложения нижнего мела имеют наклон 35–40°, а еще далее на север слои вновь выполаживаются до 20°. Южнее Ходской ступени верхнеюрские породы не сохранились. Но обнажающиеся здесь песчано-сланцевые породы средней юры и лейаса наклонены на север под углом 50–90°. Это соответствует северному крылу Садоно-Нузальской антиклинали, на своде которой те же лейасовые отложения залегают почти горизонтально. В ядре антиклинали вскрываются граниты Садонского и Нузальского массивов, разделенные Нузальским грабеном, выполненным отложениями лейаса.

Строение этого и аналогичных грабенов будет охарактеризовано ниже. Антиклиналь

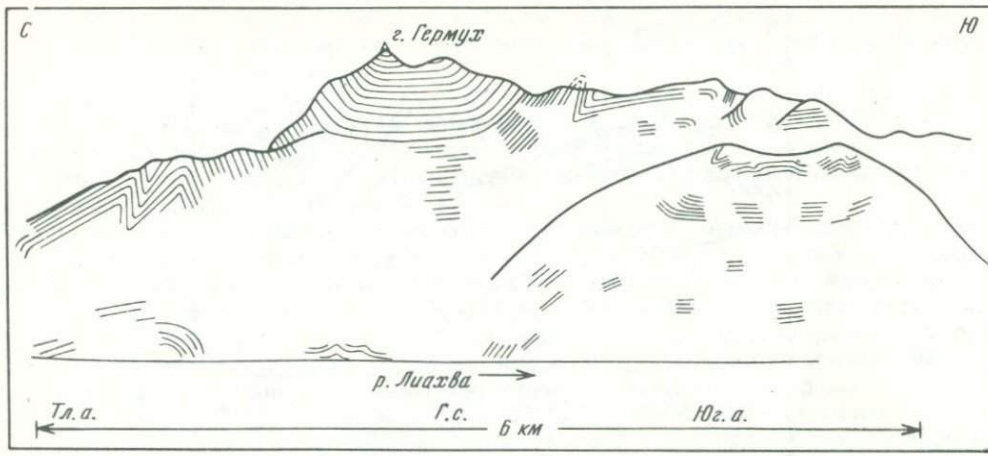


Рис. 12. **Вид на левый борт долины р. Большая Лиахва в районе горы Гермух**
Тл.а. — Тлидонская антиклиналь; Г.с. — Гермухская синклиналь; Юг.а. — Южногермухская антиклиналь

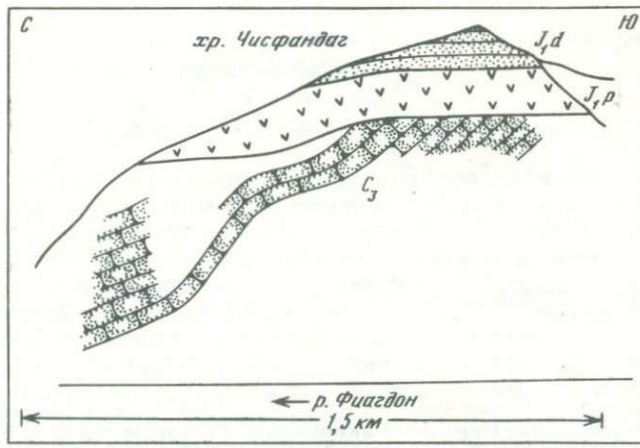


Рис. 13. **Северная часть свода Фиагдонской антиклинали на правом борту долины р. Фиагдон**
Условные обозначения см. на рис. 9

протягивается на восток, медленно погружаясь и испытывая небольшие ундуляции шарнира. На профиле X отчетливо выражена коробчатая форма складки. На своде ее слои залегают почти горизонтально с небольшим наклоном на север, а на северном крыле — под углом 50°. Очень четко выражен перегиб от крыла к своду (см. рис. 11). Существование таких же ступенчатых складок на этом профиле (по аналогии со смежными разрезами) можно предполагать и севернее, в полосе Скалистого хребта, однако тут они маскируются надвигами, которые будут рассмотрены далее.

Итак, в пределах этой части Северо-Кавказской ступени имеет место "лестница" складок, поднимающаяся с севера на юг. По аналогии с этим такая же ступенчатость показана (на глубине) на профиле XII (см. рис. 5).

Сходный характер имеют дислокации флишевых толщ в средней части Южно-Кавказской ступени, в бассейне р. Большая Лиахва (см. рис. 5, профиль X). Здесь имеется несколько крупных складок коробчатой формы, ширина которых 1,5—2 км, вертикальная амплитуда — 0,5—1 км. В ядрах антиклиналей вскрываются отложения верхней юры, известняковые на севере, мергельные на юге. Выше располагаются карбонатные и терригенные флишевые толщи нижнего мела.

Самой северной из складок этого типа является Цегатская антиклиналь. На ее

северном крыле слои наклонены на 50–60°, на южном – на 40–50°. В пределах свода они залегают в общем с наклоном 10–15° на север. Как крылья, так и свод антиклинали несколько осложнены второстепенными (размером в метры, десятки метров) складками, которые, однако, нисколько не влияют на форму складки в целом. Такая картина отчетливо вырисовывается в нижней части склонов долины р. Большая Лиахва. Гипсометрически выше второстепенные складки увеличиваются и Цегатская антиклиналь осложняется асимметричными, опрокинутыми на юг складками размером до нескольких сот метров, с острыми замками. Их северные, более длинные крылья очень пологие, часто почти горизонтальные, а южные – короткие и крутые. Из сказанного следует, что эти второстепенные по отношению к основной коробчатой Цегатской антиклинали складки имеют дисгармоничный характер. Южнее Цегатской антиклинали располагается Тлидонская синклиналь. В пределах ее днища слои залегают в целом почти горизонтально, хотя и осложнены складками размером в несколько метров, реже – десятки метров, которые не меняют общего пологого залегания слоев. Далее к югу следует Тлидонская асимметричная антиклиналь. Северное ее крыло короткое и наклонено на 45°, южное, более длинное, – на 55–80°. Между ними располагается сводовая часть антиклинали, наклоненная на север на 30°. В верхней части склонов долины на перегибе от свода к южному крылу появляется несколько второстепенных складок (см. рис. 12). Наиболее четко коробчатая форма выражена у расположенной южнее Гермухской синклинали, в днище которой слои залегают почти горизонтально и ненарушенно, а на крыльях наклонены на 60–70°. На обоих крыльях складки, особенно на южном, располагаются дополнительные дисгармоничные дислокации, отсутствующие гипсометрически ниже. Форма южного крыла синклинали несколько не совпадает по разным горизонтам (см. рис. 12). Последняя на юге из серии коробчатых складок – антиклиналь, которую можно назвать Южногермухской. На большей части ее свода слои залегают почти горизонтально. В верхней части левого борта долины р. Большая Лиахва на своде складки расположена опрокинутая на юг антиклиналь второго порядка, которая гипсометрически ниже затухает. Перечисленные коробчатые складки флишевого синклинория располагаются строго на одном гипсометрическом уровне. Поэтому в данном случае имеет место "клавиатура" коробчатых складок.

В более восточных районах, на р. Арагве, где происходит общее погружение складок флишевой зоны, на дневной поверхности можно наблюдать только линейные складки, которые, как это видно в разрезе по р. Большая Лиахва, располагаются выше основных складок коробчатой формы и являются второстепенными и дисгармоничными по отношению к ним. В долине Арагвы второстепенные складки осложнены надвигами, располагающимися на южных крыльях антиклиналей. Это можно рассматривать как дальнейшее усложнение складчатости второго порядка вверх по разрезу.

Неясным остается вопрос о том, что происходит с этими коробчатыми складками вниз по разрезу. Как уже отмечалось, вниз по разрезу складчатая структура флиша упрощается. Поэтому можно ожидать, что на более глубоких гипсометрических уровнях отсутствуют и коробчатые складки. В известной степени это предположение подтверждается тем, что можно наблюдать на следующих к западу профилях VII, IX. Здесь на участке Южно-Кавказской ступени, соответствующем области развития упомянутых коробчатых складок, в бассейне Кешельтадона имеет место моноклинальное залегание слоев с падением в северном направлении под углом от 10 до 30° (см. рис. 5, профили IX, VII). На фоне этой моноклинали выделяются отдельные второстепенные дисгармоничные складки, сильно сжатые и опрокинутые на юг (рис. 14). Различия в строении средней части флишевого синклинория на профилях VII, IX и X могут быть связаны либо с упрощением по простиранию, либо с тем, что в последнем случае наблюдается более глубокий уровень складчатой структуры синклинория, вскрытый эрозией в связи с общим воздыманием поверхности Южно-Кавказской ступени с востока на запад.

Характерной особенностью всей средней части Южно-Кавказской ступени, включающей зону коробчатых складок бассейна Большой Лиахвы и моноклиналь р. Кешельтадон, является интенсивное развитие кливажа. Плоскости кливажа наклонены в северном направлении под углом преимущественно 60–70°. Севернее и южнее указанной полосы кливаж почти полностью исчезает.

Не только ступени первого порядка, но и ступенчато-коробчатые складки, как



Рис. 14. **Дисгармоничная антиклинальная складка в карбонатном верхнеюрском флише на правом борту долины р. Кешельтадон**

можно установить в ряде случаев, являются длительно развивающимися дислокациями. Так, в пределах Фиагдонской антиклинали мощность отложений лейасового вулканогенного горизонта равна 130—170 м, а к северу от нее увеличивается до 300 м; мощность нижнего тоара на своде антиклинали равна 250—300 м, на северном крыле увеличивается в 1,5 раза, а еще севернее, на р. Хаником, достигает 500—600 м. На Кариухохской ступенчатой складке оксфорд имеет мощность 250—300 м, а келловей ложится с угловым несогласием на верхний аален. Непосредственно севернее складки мощность оксфорда возрастает до 350—400 м, а амплитуда стратиграфического перерыва в основании верхней юры уменьшается, и здесь можно ожидать появления байосских отложений. В связи с этим напомним, что в тех случаях, когда можно установить соотношение деформаций слоистых толщ юры и палеозоя (Фиагдонская антиклиналь), оказывается, что коробчато-ступенчатые складки наследуют долейасовые деформации. Что касается коробчатых складок Южно-Кавказской ступени, никаких данных об их развитии во времени нет. Очевидно, что, поскольку в образовании этих складок, срезаемых предакчагыльской эрозионной поверхностью выравнивания, участвуют отложения нижнего мела и — в более восточных районах — верхнего мела—палеогена, формирование их произошло в миоцене.

Наложенные грабены Северо-Кавказской ступени

Помимо связных ступенеобразных складок на территории Северо-Кавказской ступени имеются нарушения иного типа, представленные системой грабенов.

Наиболее четко они могут наблюдаться на профиле X (см. рис. 5). На левом борту долины р. Фиагдон, в 2,5 км к юго-востоку от г. Кариухох, во фронтальной части Скалистого хребта известняки оксфорда и киммериджа нарушены разрывом, по которому южное крыло опущено на несколько десятков метров. Западнее этот разрыв быстро затухает. На восток он прослеживается вдоль долины р. Хаником. Амплитуда смещения по разрыву, который может быть назван Даллагкаусским сбросом, здесь увеличивается приблизительно до 1200 м, в результате чего верхнеюрские известняки Даллагкаусской синклинали приводятся на один уровень с песчаниками домера (см. рис. 5, профиль XI). Сама эта синклиналь образовалась, по-видимому, за счет небольшого подворота слоев в результате трения при движении по разрыву. Как показывает рисовка линии этого разрыва на топографической карте, он наклонен в южном направлении на 45°.

Самым южным из серии разрывов этого типа, видимых в долине Фиагдона, является Харисчинский, проходящий через с. Харисчин. Он наклонен в южном направлении на 60—70°. Амплитуда смещения по нему в данном сечении равна приблизительно 700—800 м. Средний лейас опущенного северного крыла приведен в непосредственное соприкосновение с палеозоем ядра Фиагдонской антиклинали. Между Даллагкаусским и Харисчинским располагаются еще несколько разрывов, рассекающих отложения лейаса и наклоненных в южном направлении под промежуточными углами. В целом получается сложный грабен, ограниченный наклоненными на юг, расположенными веерообразно и, вероятно, сходящимися на глубине разрывами — Даллагкаусским на севере, Харисчинским на юге. Слои в пределах грабена, не считая локальных прираз-

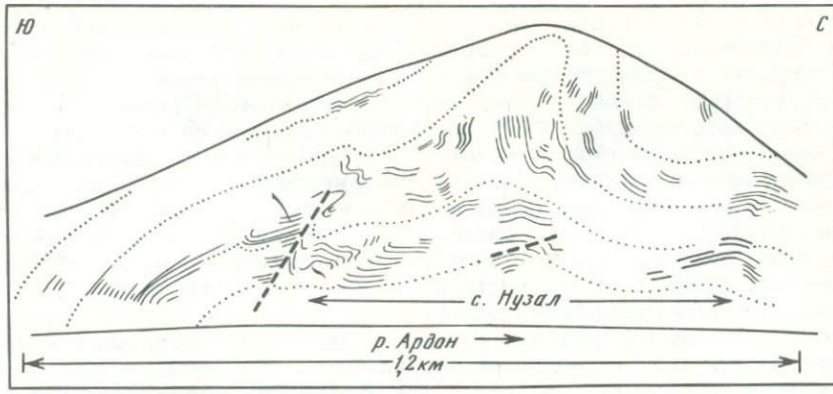


Рис. 15. **Дислокации лейасовых отложений в Нузало-Харисчинском грабене в долине р. Ардон**

ломных дислокаций, залегают на Фиагдоне с моноклинальным падением в северном направлении, крутизна которого закономерно увеличивается с севера на юг, что соответствует переходу от Кариухохской ступенчатой складки к Фиагдонской антиклинали через крутое смыкающее крыло.

Аналогичные дислокации отмечаются в долине Ардона (см. рис. 5, профиль VII). К ним относится Нузальский грабен, располагающийся в средней части свода Садоно-Нузальской антиклинали. Разрыв, ограничивающий этот грабен с севера (Южный Садонский), наклонен в южном направлении на 50—60°. Параллельно основному разрыву проходят два дополнительных, по которым смещаются узкие тектонические пластины. С юга Нузальский грабен ограничен разрывом, который наклонен (выше уреза воды) на 30° в южном направлении. Этот же грабен хорошо выражен в долине р. Унадон (см. рис. 5, профиль VIII). Далее он выходит в долину р. Фиагдон у с. Харисчин, где ему соответствует южная часть описанного выше сложного грабена. Разрыв, ограничивающий в долине Ардона Нузальский грабен с юга, служит, вероятно, продолжением Харисчинского разрыва на Фиагдоне. В целом описываемый грабен можно назвать Нузало-Харисчинским. Отложения лейаса, вскрывающиеся в пределах Нузало-Харисчинского грабена, в долине р. Ардон довольно сложно дислоцированы. При этом в нижней части склонов долины Ардона (рис. 15) слои в целом залегают почти горизонтально, лишь в южной части грабена приобретая устойчивый наклон на юг под углом 30—40°. В то же время выше по склону, там, где ширина грабена минимальна из-за надвигания на него с юга Нузальских гранитов, располагается крупная, сильно сжатая дисгармоничная антиклинальная складка, опрокинутая на север. В ядре ее вскрываются песчано-сланцевые, по-видимому домерские, отложения, а на крыльях — нижнетоарские сланцы.

Севернее Садоно-Нузальской антиклинали также отмечаются грабены. В районе с. Нижний Унал (профиль VIII) по разрыву, ограничивающему такой грабен с юга и наклоненному на юг под углом 25—30°, песчано-сланцевые отложения лейаса, выполняющие грабен, приведены в соприкосновение с вулканогенными породами среднего лейаса и кристаллическими сланцами ядра антиклинали. Разрыв, ограничивающий грабен с севера, непосредственно не наблюдается, но на его существование указывает двукратное повторение на правом борту долины Ардона нижнетоарских и среднетоарских — ааленских отложений — у с. Нижний Унал и приблизительно в 1—1,5 км севернее. В сечении по профилю VII (см. рис. 5) также хорошо устанавливается разрыв, ограничивающий грабен с юга и наклоненный на юг под углом 30°. Его можно назвать Северным Садонским разрывом. Разрыв, ограничивающий грабен с севера, здесь не обнаружен. Вероятно, это связано с тем, что он проходит недалеко от уступа Скалистого хребта и закрыт мощным шлейфом осыпей последнего. Песчано-сланцевые породы лейаса в пределах этого грабена (его можно назвать Ходским) залегают с наклоном в северном направлении под углом 60—90°. Их можно рассматривать как смещенную по разломам часть крутого северного крыла Садоно-Нузальской антиклинали.

На примере Нузало-Харисчинского сложного грабена в долине Фиагдона видно, что разрывы, ограничивающие грабены, ориентированы так, что они должны сойтись на какой-то глубине. Грабены, таким образом, имеют форму сужающихся вниз клиньев, опускание которых означает увеличение горизонтальных размеров площади и, следовательно, ее растяжение. Из-за асимметрии грабенов на их северных крыльях при опускании возникнут сбросы, на южных — поддвиги. Связь образования разрывов этого типа и грабенов с растяжением Северо-Кавказской ступени подтверждается тем, что приуроченные к разрывам гидротермальные жилы, несущие полиметаллическое оруденение садонского типа, образовались путем заполнения открывавшихся трещин. Разрывы, ограничивающие грабены, могут быть вторично изогнуты в своей верхней части, как это, вероятно, имеет место в бассейне Ардона на профиле VII (разрыв, ограничивающий с юга Нузальский грабен).

Изучение соотношения грабенов с коробчатыми и ступенеобразными складками показывает, что грабены наложены на эти последние. Это наиболее отчетливо видно на профиле по Фиагдону, где отдельные фрагменты ступенеобразных складок опущены по системе наклоненных на юг разрывов. Если вернуть указанные фрагменты в исходное положение, совместив одноименные стратиграфические поверхности, то получается плавный, связный переход от Кариухохской складки к Фиагдонской через крутую смыкающую флексуру. Такой же характер имеют и грабены, видимые на других профилях (см. рис. 5). Местонахождение грабенов никак не связано с нарушаемой ими складчатой структурой. Они могут располагаться в самых различных ее частях — на смыкающих крыльях смежных ступенчатых складок (профиль X), на сводовой поверхности коробчатой складки (профиль VII). Ориентированы грабены несколько косо к простиранию складок. Поэтому одни и те же разрывы, ограничивающие какой-либо грабен, могут пересекать одну или несколько складок. Такие соотношения складок и грабенов показывают, во-первых, независимость тех и других и, во-вторых, более позднее по сравнению со складками время формирования грабенов. Именно это дает право говорить о наложенности грабенов.

Установить точно время образования грабенов затруднительно. Ограничивающие их разрывы секут верхнеюрские породы. Судя по распределению современного аллювия на площади, опускание грабенов продолжается и в четвертичное время.

Таким образом, мы приходим к выводу, что наложенные грабены Северо-Кавказской ступени сформировались под влиянием растягивающих напряжений, ориентированных приблизительно нормально к простиранию грабенов, т.е. субмеридионально, в послеюрское—четвертичное время. Разрывы, ограничивающие грабены, можно рассматривать как поверхности хрупкого скалывания. Участки, располагающиеся между грабенами, представляют собой остаточные горсты. Среди них наиболее четко выражены Садоно-Унальский и односторонний Нузальский горсты (профили VII, X).

Чешуйчатые надвиги

Надвигами мы называем дислокации, образовавшиеся при перемещениях моноклинальных пачек пород по разрывам, ориентировка которых мало отличается от ориентировки слоистости дислоцируемых отложений. Поэтому мы говорим о надвигах вне зависимости от их ориентировки в пространстве, основываясь только на соотношении этих разрывов со слоистостью нарушаемых отложений. Там, где слои залегают круто или опрокинуто, такую же ориентировку приобретают и надвиги. Перемещение по ним обычно ведет к сдваиванию разреза, иногда неоднократному. Поэтому можно говорить о чешуйчатых надвигах. Реже из разреза выводится какая-то его часть. Кроме собственно надвигов, мы относим в данную группу дислокаций и некоторые нарушения иной формы — обладающие определенными морфологическими признаками взбросы и складки. Они могут быть объединены благодаря одинаковой кинематике вещества при их образовании.

Нарушения этого типа лучше всего изучены в пределах Передовых антиклиналей Восточного Предкавказья, откуда мы и начнем их описание.

На Сунженской антиклинали (см. рис. 5, профиль X) хорошо видны разрывы, наклоненные приблизительно на 45° и нарушающие отложения среднего миоцена—плиоцена. По ним происходит надвигание указанных пород на свод поднятия со стороны смежных Бесланского и Алханчуртовского прогибов.

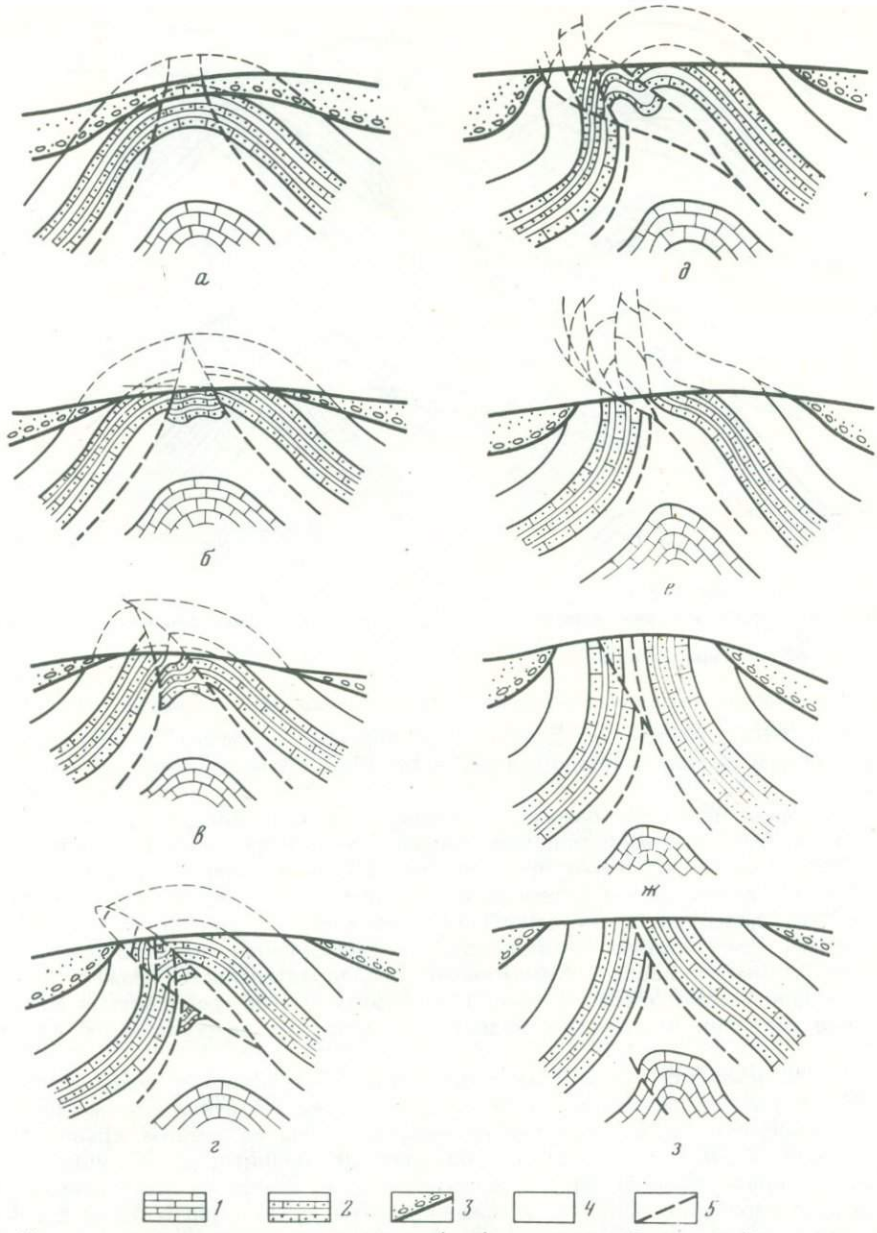


Рис. 16. **Схема последовательного усложнения (*а—з*) структуры Сунженской антиклинали (по М.С. Бунькову [37])**

1 — известняки и мергели верхнего мела и палеоцен-эоцена; *2* — переслаивающиеся песчаники и глины чокрака—карагана; *3* — галечники, пески и глины плиоцена; *4* — глины майкопа, нижней части чокрака, сармата и мэотиса; *5* — линии разрывов

Сходные нарушения видны на профиле XII. Эти разрывы не затрагивают фораминиферовых и более древних отложений, переходя вниз по падению в пластовые срывы и затухая в майкопской свите [68]. В сечении по профилям X, XII амплитуды перечисленных разрывов не превышают 100—300 м. Восточнее вдоль Сунженской антиклинали амплитуды надвигания достигают 2500 м. В западном направлении, наоборот, одновременно с погружением шарнира складки амплитуда надвигов уменьшается и уже на профиле VIII они полностью отсутствуют. Формирование надвигов

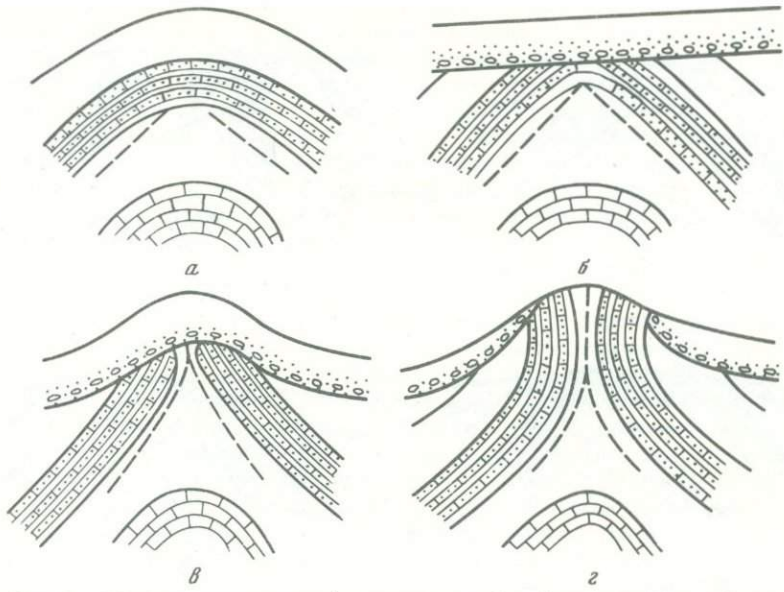


Рис. 17. **Схема развития симметричной складки хребта Хаянкорт Терской антиклинали (по М.С. Буньковy [37])**

Условные обозначения см. на рис. 16

Передовых антиклиналей осуществлялось главным образом между сарматским и акчагыльским веками и продолжалось в меньшей степени вплоть до четвертичного времени.

В направлении на восток разрывы Передовых антиклиналей, показанные на наших профилях X, XII, усложняются, увеличивают амплитуду и несколько меняют свой облик. Это показано на серии профилей через Сунженскую антиклиналь (рис. 16) [37]. В итоге двигающиеся с севера и юга чешуи смыкаются своими базальными частями, расположенные в их основании поверхности надвигов сливаются и образуется узкая гребневидная антиклиналь, дисгармоничная по отношению к более глубоким частям складки. Аналогичная последовательность может быть установлена и для Терского хребта (рис. 17). В этом случае гребневидная антиклиналь в процессе развития чешуйчатых надвигов приобретает веерообразную форму (см. рис. 17, *г*).

С юга к Сунженской антиклинали примыкает Бесланoвская впадина. Ширина ее равна 25—40 км. На территории этой впадины те же третичные отложения залегают почти горизонтально и совершенно не нарушены. На ее южном крыле, в полосе Черногорской моноклинали, вновь появляются надвиговые нарушения. Здесь в долине Ардона имеется круто наклоненный в северном направлении взброс, рассекающий верхнеплиоценовые отложения свиты рухс—дзуар и более древние третичные отложения (профиль VIII). Аналогичный разрыв (Владикавказский) выявлен в долине Терека [175]. В результате движений по этому разрыву нарушенными оказываются отложения вплоть до верхнеплейстоценовых. По аналогии с надвигами Передовых хребтов можно предполагать, что Владикавказский разрыв также имеет дисгармоничный характер и не затрагивает отложений древнее майкопских. Восточнее, в пределах Дагестана, в совершенно аналогичных структурных условиях в полосе Черных гор выделена целая серия подобных нарушений, которые не проникают глубже кровли фораминиферовой свиты, переходя вниз по падению в пластовые срывы [68, 297].

Как показало глубокое бурение в более восточных районах Сунженского хребта, там слои верхнеюрских, меловых и палеоцен—эоценовых пород также нарушены полого наклоненным на юг надвигом с амплитудой до 2 км [269]. В лежачем крыле надвига вскрыты майкопские отложения. Этот надвиг никак не связан с системой

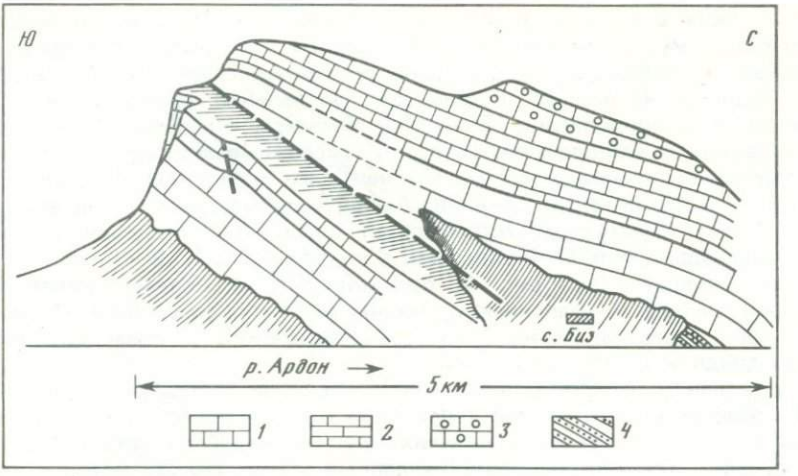


Рис. 18. **Бизский надвиг на левом борту долины р. Ардон**
1 — известняки оксфорда; *2* — известняки и доломиты киммериджа; *3* — известняки титона; *4* — песчано-глинистые породы байоса

чешуйчатых надвигов, нарушающих только более молодые, кайнозойские отложения. Перемещения по нему продолжаются и в настоящее время [32]. По аналогии такие же нарушения показаны в пределах Сунженской антиклинали и на наших профилях.

Чешуйчатые надвиги, нарушающие верхнеюрские—меловые отложения, давно известны в северной части Северо-Кавказской ступени, в полосе Скалистого хребта. Они наклонены на север; надвигание по ним происходило с севера на юг. Бизский надвиг на левом борту долины р. Ардон (см. рис. 5, профиль VIII) наклонен в северном направлении приблизительно на 30° (рис. 18). Его южное лежачее крыло сложено карбонатными породами оксфорда и киммериджа, также наклоненными в северном направлении на 30°. На них надвинуты терригенные породы средней юры и (в верхней части склона долины) карбонатные верхнеюрские, залегающие под углом 10—15°. В 2,5—3 км севернее крутизна их залегания увеличивается до 30°. Минимальная амплитуда перемещения по надвигу равна 3—4 км. В 7—8 км западнее русла р. Ардон надвиг затухает. На востоке он упирается в крутой диагональный разрыв (не входящий в группу надвигов), который пересекает Скалистый хребет вдоль русла р. Ардон.

В сечении по р. Фиагдон (профиль X) число надвигов достигает трех. Самый северный из них, Карцинский, проходит по долинам рек Карцадон (левый приток р. Фиагдон) и Амусадон (правый приток). Он наклонен в северном направлении приблизительно на 40—50°. По нему породы нижнего мела, верхней и средней юры надвинуты на отложения верхней юры—нижнего мела. Минимальная амплитуда этого надвига равна 2,5—3 км. Верхнеюрские отложения северного, висячего крыла надвига образуют асимметричную антиклинальную складку шириной около 1 км, которую можно назвать Карцинской. На запад Карцинский надвиг протягивается до р. Ардон, где он упирается в отмеченный выше поперечный разлом и на левом борту долины отсутствует. Карцинская антиклиналь в том же направлении заменяется по простиранию моноклинальной чешуей пород верхней юры. Здесь в долине р. Ардон можно установить, что ориентировка Карцинского надвига очень близка к ориентировке смещаемых им отложений. Такое соотношение Карцинского надвига и одноименной антиклинали позволяет рассматривать эту последнюю как результат подворота слоев, образовавшегося в процессе надвигания чешуи.

Следующий к югу надвиг можно назвать Моравхохским. В сечении плоскостью профиля X он наклонен в северном направлении на 35°. По нему на большой части междуречья Ардона и Фиагдона киммериджские известняки оказались надвинутыми на титонские. В долине р. Фиагдон из-под надвига появляется и валанжин. Ориентировка разрыва совпадает с ориентировкой нарушаемых отложений. Амплитуда

смещения по нему в бассейне р. Фиагдон не менее 4—5 км. В направлении на запад надвиг, по-видимому, протягивается до р. Ардон и утыкается в поперечный разрыв. Самый южный из наблюдаемых в долине р. Фиагдон Кариухохский надвиг имеет севернее с. Дзивгус наклон 40° в северном направлении (см. рис. 10). Его можно рассматривать как продолжение Бизского. Южнее, в пределах Кариухохской ступенчатой складки, он выполаживается до 15° согласно с залегающими в его висячем крыле оксфордскими известняками. По нему эти известняки надвинуты на кимериджские и оксфордские отложения. Амплитуда смещения по надвигу в данном сечении 6—7 км. Суммарная минимальная амплитуда смещения по всем трем перечисленным надвигам по линии профиля X приблизительно 12—15 км.

В долине Геналдон (см. рис. 5, профиль XII) в полосе Скалистого хребта имеется один надвиг — Балтинский, являющийся продолжением Моравхохского. Амплитуда его здесь не менее 2—3 км. Карцинский и Кариухохский надвиги затухают, не дойдя по долины Геналдона.

Точно определить период формирования надвигов Скалистого хребта затруднительно. В пределах рассмотренной территории они нарушают отложения не моложе готерив-барремских. Восточнее в лежачих крыльях надвигов встречаются верхнемеловые отложения. Так как нет никаких данных о том, что эти надвиги уже существовали в меловое время, можно говорить о их послемеловом возрасте. Судя по геоморфологическим данным [175], развитие некоторых из перечисленных надвигов продолжалось в позднеплиоценовое-плейстоценовое время.

Возникает вопрос: что происходит с надвигами Скалистого хребта в северном направлении, вниз по падению? Могут быть предложены два варианта общего решения. Первое сводится к тому, что эти надвиги нарушают весь осадочный мезозойский чехол и уходят в палеозойский фундамент, не меняя своей ориентировки и не уменьшая амплитуды (рис. 19, А1). Фундамент при этом оказывается разделенным на серию наклонных блоков, с движением которых и связаны в этом случае надвиги Скалистого хребта. Получить их можно либо в результате последовательного надвигания блоков друг на друга с севера на юг под действием общего бокового сдавливания (рис. 19, А2), либо за счет неравномерного поднятия южных частей этих блоков (рис. 19, А3). В первом случае получается, что и сами блоки, и надвиги образовались за счет надвигания территории Предкавказья на территорию Северо-Кавказской ступени. Однако надвигающаяся часть при этом должна одновременно подниматься, а поддвигающаяся — относительно опускаться. Между тем в течение почти всего кайнозоя, когда формировались эти надвиги, Предкавказье испытывало опускание, а Центральный Кавказ поднимался. Некоторые из надвигов продолжают развиваться в верхнем плиоцене — плейстоцене. Поднятие Центрального Кавказа и опускание Предкавказья в это время не вызывает сомнения. Следовательно, подобное объяснение противоречит имеющемуся фактическому материалу.

Неприемлемость второго решения не столь очевидна. С подобными подвижками блоков фундамента плохо согласуются (это справедливо и для предыдущего случая) морфологические особенности надвигов Скалистого хребта, иногда очень пологих, со значительными горизонтальными амплитудами перемещения. Не понятно при этом, почему разрывы, рассекающие фундамент на серию блоков, оказываются ориентированными практически параллельно слоистости в осадочном чехле. Аналогичные затруднения возникают, если предположить, что надвиги Скалистого хребта с глубиной становятся круче вплоть до вертикальных.

Поэтому более вероятным кажется второе решение, заключающееся в том, что перечисленные надвиги вниз по падению выполаживаются и переходят в послойные срывы, затухающие на тех или иных стратиграфических уровнях, как это показано на наших профилях VIII, X, XII (см. рис. 5). При этом близость ориентировки надвигов и слоистости оказывается не случайностью, а закономерностью, и не возникает противоречий с историей колебательных движений. По своей морфологии и кинематике надвиги Черных гор и Скалистого хребта, таким образом, вполне аналогичны надвигам Передовых антиклиналей. Они являются дислокациями дисгармоничными, поверхностными. Направление движения — из прогиба в сторону поднятия Большого Кавказа. В результате образуются моноклинальные по своей внутренней структуре чешуи, лишь в случае Карцинского надвига сопровождаемые подворотом слоев.

Аналогичные надвиги имеются и южнее уступа Скалистого хребта. Существование

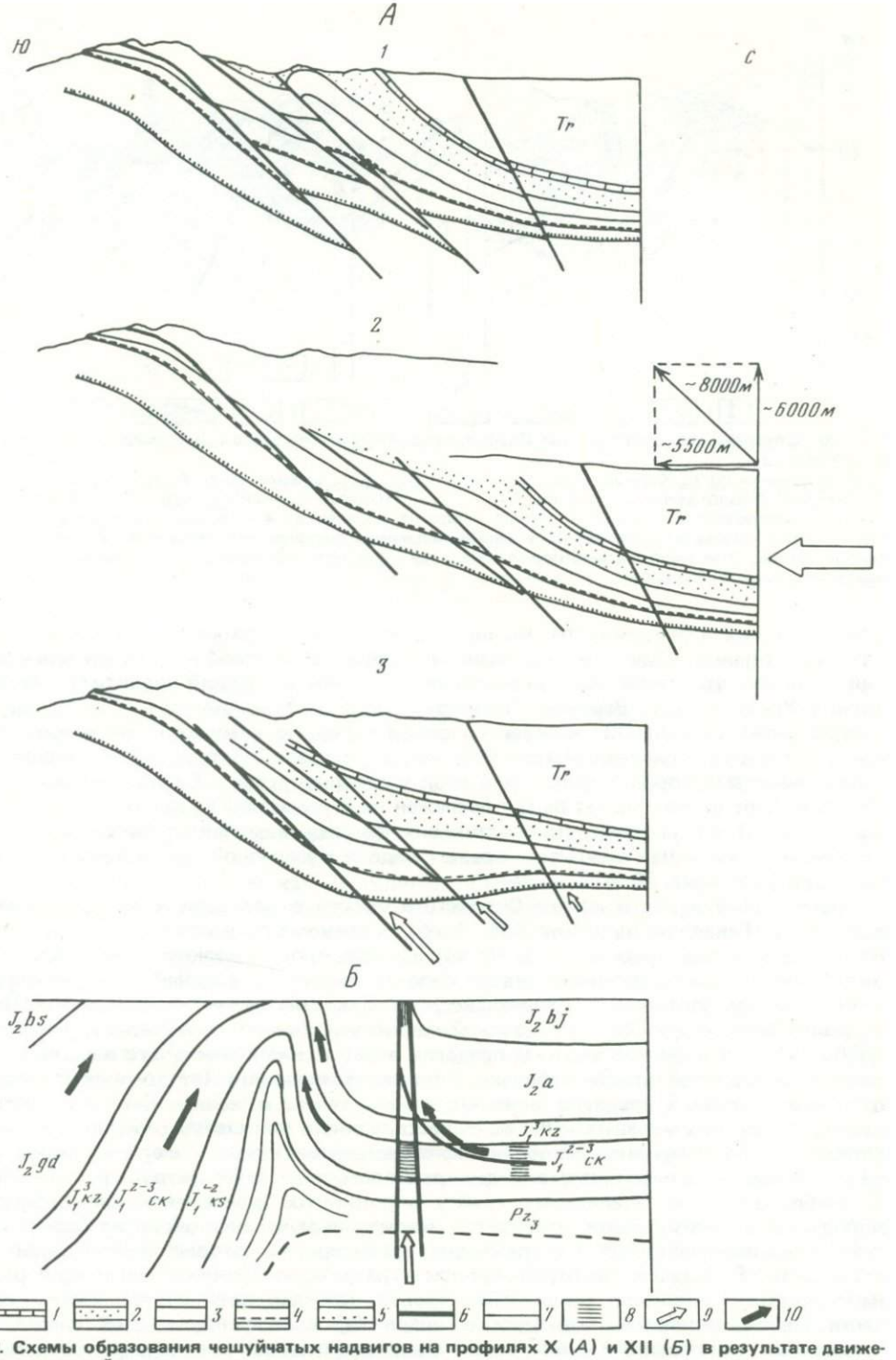


Рис. 19. **Схемы образования чешуйчатых надвигов на профилях X (*А*) и XII (*Б*) в результате движения блоков земной коры**

1 — верхний мел; *2* — нижний мел; *3* — верхняя юра; *4* — средняя юра; *5* — нижняя юра; *6* — разрывы; *7* — геологические границы; *8* — поверхности напластования; *9* — направление действия деформирующих сил; *10* — направление перемещения материала при образовании чешуйчатых надвигов. Свиты: J_2bs — бусарчильская, J_2gd — гудошаурская, J_1^3kz — казбекская, $J_1^{2-3}ck$ — циклаурская, $J_1^{1-2}ks$ — кистинская; (1—3 — см. в тексте)

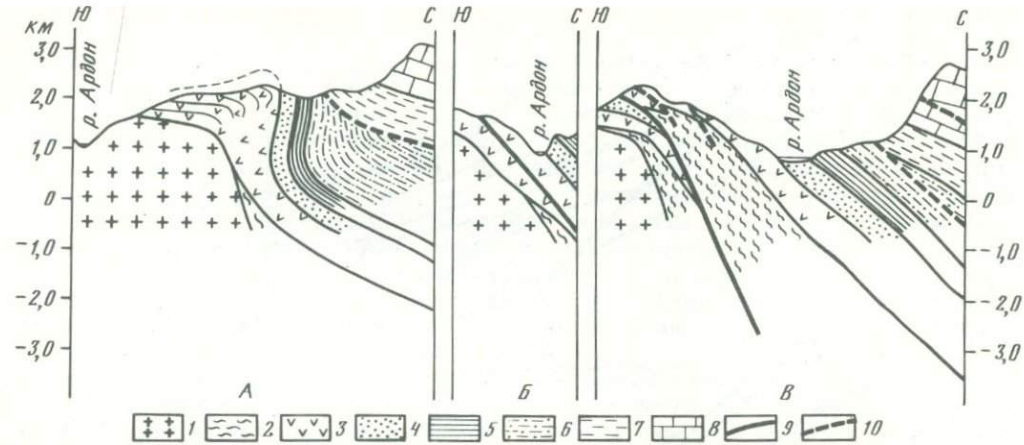


Рис. 20. **Строение северного крыла Садоно-Нузальской антиклинали (наложенные грабены с профилей сняты)**

А — сечение по р. Ходдон (геол. профиль VII); *Б* — сечение по р. Архондон; *В* — сечение по р. Уналдон (геологический профиль VIII); *1* — граниты садонского типа; *2* — кристаллические сланцы протерозоя; *3* — вулканогенный горизонт плинсбаха; *4* — песчаники домера; *5* — глинистые сланцы нижнего тоара; *6* — песчаники и сланцы среднего тоара—аалена; *7* — алевролиты и глины байоса; *8* — карбонатные породы верхней юры; *9* — Верхнеунальский надвиг; *10* — прочие надвиги

одного из них (Зинцарского) можно предполагать в верховьях р. Ходдон (профиль VII), где, по-видимому, с ним связано выпадение из разреза нижнебайосских отложений. Наконец, упомянем хорошо выраженный Верхнеунальский надвиг, пересекающий долину Уналдона у с. Верхний Унал (рис. 20, *В*). Он наклонен на 50—60° на север, выполаживаясь до 20—30° в своей головной части. По нему кристаллические сланцы протерозоя и вулканогенный горизонт лейаса на правом борту долины надвинуты на среднелейасовые породы, слагающие свод и северное крыло Садоно-Нузальской антиклинали. Этот надвиг может быть прослежен на 8 км западнее, где он постепенно затухает (рис. 20, *Б*), сменяясь по простиранию крупной надфлексурной складкой, расположенной также на северном крыле Садоно-Нузальской антиклинали в районе горы Шагдусан (рис. 20, *А*).

Аналогичные надвиги южнее Скалистого хребта в большом количестве выявлены в долине р. Геналдон (профиль XII). Здесь на правом борту долины, от горы Рекомраг на севере почти до широты горы Чачхох на юге, прослеживаются практически непрерывно различные песчано-сланцевые породы нижней и средней юры, находящиеся в опрокинутом залегании и обладающие устойчивым наклоном на юг. Крутизна наклона равна приблизительно 70° в северной части указанного интервала и уменьшается до 55—60° в южной его части. В пределах этой моноклинали с юга на север обнажаются в нормальной стратиграфической последовательности (от древних к молодым) отложения нижнего, среднего, верхнего лейаса, аалена и байоса. Никаких повторений разрезов, которые указывали бы на существование в описываемом интервале крупных складок, не обнаружено. На фоне этого моноклинального залегания пород можно видеть отдельные небольшие складки размером в десятки метров, реже — больше. С приближением к Скалистому хребту опрокинутое залегание нижне-среднеюрских пород через вертикальное сменяется нормальным с наклоном на север. Кроме того, здесь имеется целая серия разрывов, ориентировка которых близка ориентировке слоистости. Благодаря им отдельные части разреза повторяются несколько раз. Так, непосредственно южнее Скалистого хребта трижды повторяется разрез верхней части верхнеааленского подъяруса и низов байосского яруса. Еще южнее между ааленскими отложениями появляются, будучи ограниченными со всех сторон разрывами, отложения домера (см. рис. 5, профиль XII; рис. 19, *Б*).

Как уже упоминалось, для чешуйчатых надвигов, возникающих из послойных срывов, характерно, что они ориентированы параллельно или под острым углом к слоистости. Последняя особенность, не свойственная никаким другим дислокациям

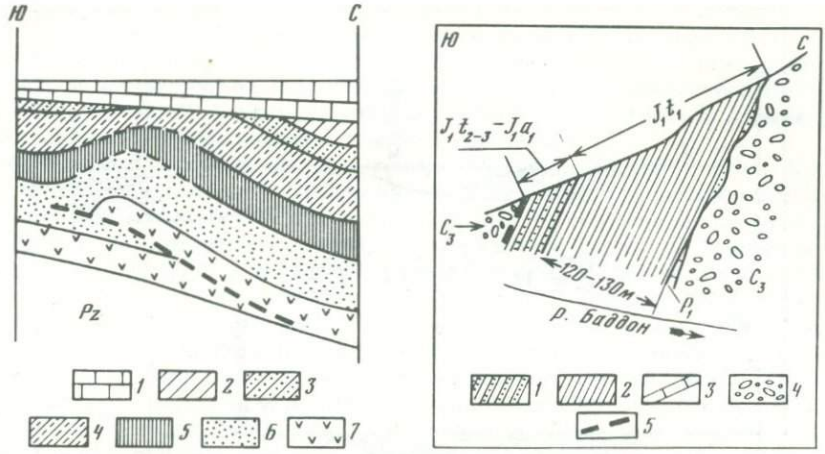


Рис. 21. **Палеогеологический профиль (для предмелового времени) через Ханикомскую антиклиналь**

1 — верхняя юра; *2* — байос; *3* — верхний аален; *4* — средний тоар—нижний аален; *5* — нижний тоар; *6* — домер; *7* — плинсбах

Рис. 22. **Южное крыло Баддонской антиклинали на левом борту долины р. Баддон**

1 — чередование песчаников и глинистых сланцев среднего тоара—нижнего аалена; *2* — глинистые сланцы нижнего тоара с линзами песчаников в основании; *3* — известняки нижней перми; *4* — конгломераты и кварциты верхнего карбона; *5* — разрывы

рассматриваемого региона, оказывается типичной и для описываемых разрывов долины р. Геналдон. Следовательно, можно считать, что указанные разрывы развиваются из послойных срывов, вниз по падению меняют ориентировку одновременно со слоистостью и постепенно затухают, как это показано на нашем профиле. Самый северный из этих разрывов, по которому верхний аален надвинут на байос, перекрывается верхнеюрскими карбонатными породами, но не смещает их. Надвиг имеет, таким образом, докелловейский возраст.

Один из этих надвигов прослеживается на запад, в бассейне р. Фиагдон, где он протягивается вдоль долины р. Хаником по южному крылу Ханикомской антиклинали. Брахиформная Ханикомская антиклиналь (профиль XI), сложенная домерскими песчаниками, существенно отличается от ступенчато-коробчатых складок, связанных с блоковыми подвижками в фундаменте. Учитывая это, а также соотношение ее с упомянутым надвигом, можно рассматривать эту антиклиналь как результат подворота слоев при движении чешуи лейасовых пород с севера на юг по этому надвигу (рис. 21). В долине р. Геналдон он ориентирован очень круто, но в бассейне р. Фиагдон, по-видимому, становится положе в соответствии с выполаживанием нарушаемых им лейасовых отложений. Ханикомскую антиклиналь, таким образом, можно рассматривать как структурно-кинематический аналог Карцинской антиклинали (профиль X), что подтвердили результаты бурения (сообщение Г.Д. Ажгирея). Над этой антиклиналью отсутствуют келловейские, байосские и верхнеааленские отложения и, возможно, уменьшается мощность тоар-нижнеааленских, что позволяет время развития Ханикомской антиклинали и соответствующего надвига определить как позднелейасовое-келловейское.

Чешуйчатые надвиги, аналогичные описанным, развиты в полосе Бокового хребта, т.е. в полосе флексуры, соединяющей ступени Северо- и Южно-Кавказскую. В бассейне р. Ардон (см. рис. 5, профиль VII) в полосу этой флексуры входят (кроме "основных сланцев") средне-верхнепалеозойские породы, слагающие массив горы Цмиакомхох. Последние образуют здесь две самостоятельные залегающие пластины. Разделены они разрывом, ориентированным практически параллельно слоистости. В пределах южной чешуи в направлении с севера на юг последовательно сменяют друг друга моноклинально залегающие отложения девона—нижнего карбона, верхнего карбона, перми. Фронтальная часть южной чешуи осложнена подворотом слоев, в результате чего образуется антиклиналь, которую можно назвать Цмиаком-

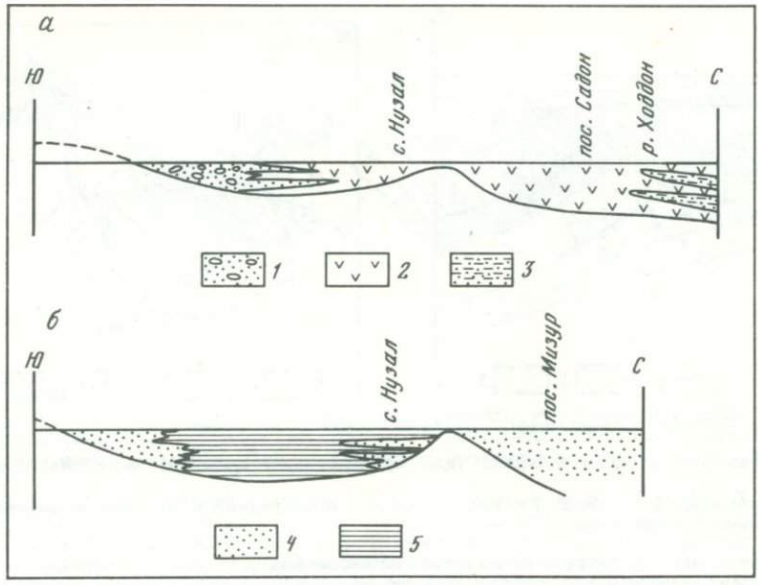


Рис. 23. **Структурно-фациальные профили для отложений карикского (*а*) и домерского (*б*) подъярусов бассейна р. Ардон**

1 — гравелиты, песчаники, конгломераты; *2* — наземные альбитофиры и их туфы; *3* — песчаники и глинистые сланцы; *4* — песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и глинистых сланцев; *5* — глинистые сланцы и алевролиты

хохской. Южнее, отделяясь разрывом, проходящим вдоль базального графитового горизонта, располагаются породы лейаса, входящие в моноклиналь "основных сланцев".

Средне-верхнепалеозойские породы и "основные сланцы" флексуры, соединяющей Северо- и Южно-Кавказскую ступени, высоко подняты по отношению к лейасовым породам Северо-Кавказской ступени. Поднятие этих пород нельзя рассматривать как результат вертикального движения блока фундамента, аналогичного тем блокам, движение которых является причиной образования коробчатых и ступенчатых складок Северо-Кавказской ступени. Структурно (положение на флексуре, соединяющей две ступени), морфологически (моноклинальное строение) и кинематически (перемещение идет в направлении вдоль слоистости) надвиги палеозойских пород и "основных сланцев" верховьев р. Ардон близки чешуйчатым надвигам Передовых антиклиналей, Скалистого хребта и др.

Обратимся к возрасту чешуйчатых надвигов Бокового хребта. Время формирования надвигов и покровов можно определять несколькими способами: 1) по возрасту наиболее молодых пород в лежачих крыльях надвигов; 2) по возрасту пород, содержащих продукты разрушения надвиговых пластин; 3) по изменениям мощностей и фациального состава отложений, перекрывающих надвиговые пластины. Мы воспользуемся последним способом. Он применим, когда фронтальная часть надвиговой или покровной пластины по тем или иным причинам (неровности ложа, наличие упора, свойственные таким дислокациям изменения крутизны наклона и т.д.) приобретает заметный наклон. В этом случае перемещение фронтальной части надвиговой или покровной пластины характеризуется, в частности, той или иной (в зависимости от крутизны) вертикальной составляющей. В результате над нею может сформироваться локальная область относительного или абсолютного поднятия, сопровождаемая соответствующими изменениями фаций и мощностей накапливающихся на этой территории отложений. По ним-то и можно судить о времени формирования соответствующих надвигов и покровов.

В сечении по р. Ардон непосредственно севернее чешуйчатой моноклинали средне-верхнепалеозойских и лейасовых пород располагается антиклинальная складка, которую можно назвать Баддонской. На ее северном крыле отложения среднего и верх-

него лейаса, перми и среднего и верхнего карбона стоят на голове. Замок антиклинали по лейасовым отложениям не сохранился, но в долине р. Баддон, восточнее линии профиля VII, можно видеть остатки ее южного крыла (рис. 22). Там же можно наблюдать надвигание палеозойских пород горы Цмиакомхох на верхнелейасовые и верхнепалеозойские отложения южного крыла Баддонской антиклинали. В долине р. Ардон ядро антиклинали занято массивом кассарских гранитов.

С приближением к Баддонской антиклинали, относящейся к Южно-Кавказской ступени, лейасовые отложения Северо-Кавказской ступени существенно изменяются (рис. 23). На Ардон-Баддонском водоразделе к восток-северо-востоку от пос. Бурон, в 200—300 м к югу от отметки 2540, вулканогенный горизонт (синемюр - карикс) имеет мощность 200—250 м и слагается чередованием покровов альбитофиров мощностью в десятки метров, неотличимых от развитых севернее, и столь же мощных пачек обломочных пород. Эти последние суммарно занимают около половины мощности горизонта и представлены в основном блеклыми серо-зелеными плотными средне- и грубозернистыми песчаниками, реже — гравелитами. В составе их преобладают зерна мутно-белого кварца, цемент серицит-хлоритовый. Встречаются окатанные гальки кристаллических сланцев буронской свиты размером до 4—6 см. Уже примерно в 0,5—1 км севернее обломочный материал почти целиком исчезает. Примерно в 1,5 км южнее отметки 2540 можно наблюдать дальнейшее обогащение этого горизонта обломочным материалом. При мощности около 200 м он здесь почти нацело сложен серыми и зеленовато-серыми мелкогалечными конгломератами, гравелитами и подчиненными песчаниками, аналогичными описанным выше. Собственно вулканогенный материал занимает здесь резко подчиненное положение. Присутствие его позволяет уверенно сопоставлять эти отложения с вулканогенным горизонтом. При картировании выявляется непосредственная связь между всеми этими разрезами. Примерно в 2 км к югу от последнего описанного разреза вулканогенный горизонт выпадает из разреза, трансгрессивно срезаясь домерскими отложениями, непосредственно залегающими здесь на верхнем палеозое.

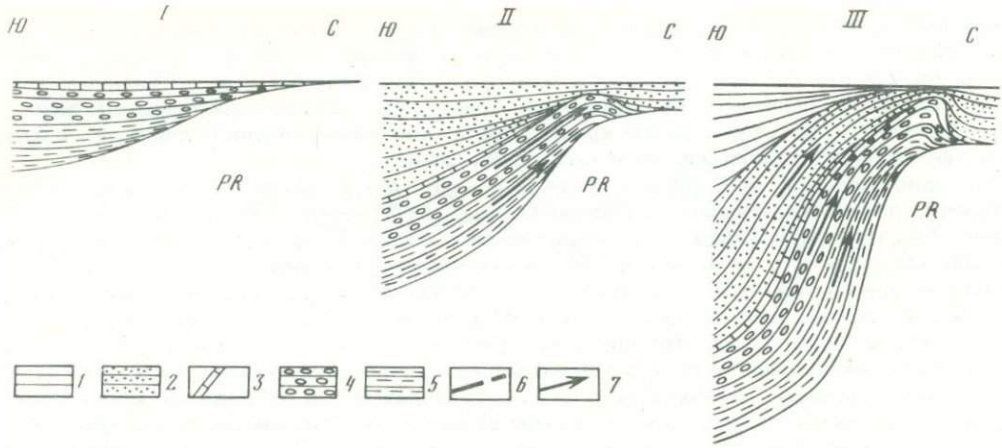
В направлении с севера на юг с приближением к Баддонской антиклинали отложения домерского яруса также испытывают значительные фациальные изменения (см. рис. 23). Так, несколько южнее с. Нузал, по нашим наблюдениям, ярус представлен толщей чередования черных алеврито-сланцевых пород и темно-серых мелкозернистых плитчатых и тонкоплитчатых песчаников видимой мощностью около 320 м. Севернее в составе яруса преобладают песчаники. Южнее роль глинистых сланцев в разрезе домерского яруса еще больше увеличивается. В районе отметки 2540 на Ардон-Баддонском водоразделе на обломочно-эффузивные породы вулканогенного горизонта налегает 30—40 м черных глинистых сланцев. В основании их не удалось обнаружить никаких следов размыва. Стратиграфически выше обнажаются черные глинистые сланцы с занимающими резко подчиненное положение пачками чередования песчаников и сланцев. Вверх по разрезу они сменяются глинистыми сланцами, относящимися, по-видимому, к нижнему тоару. Мощность домерских отложений из-за многочисленных разрывных нарушений определить здесь не удалось. Однако, исходя из того, что непосредственно севернее и южнее мощность отложений домерского яруса оценивается в 320—380 м, можно думать, что в данном месте она имеет то же значение. В 2 км к югу от отметки 2540 на Ардон-Баддонском водоразделе, по сообщению Ю.Г. Леонова, весь домерский ярус мощностью 370—380 м представлен глинистыми и глинисто-алевритовыми сланцами с отдельными редкими прослоями алевролитов и песчаников.

Еще в 1,5 км южнее на левом борту долины р. Баддон, на широте отметки 3503, можно видеть следующий разрез.

1. Нижнепермские известняки (50 м).

2. Песчаники темно-серые, мелко- и тонкозернистые, плотные, плитчатые и тонкоплитчатые, они чередуются с подчиненными пачками черных алеврито-сланцевых пород и мощными пластами серых и темно-серых кварцитовидных песчаников от средне- и грубозернистых до гравелитов; основной составной частью этих песчаников являются зерна водяно-прозрачного кварца; цемент черный, углисто-глинистый (100 м).

3. Песчаники мелко- и тонкозернистые, аналогичные описанным, с прослоями черных алеврито-глинистых пород. Мощность 270—280 м. В верхней части разреза число глинистых прослоев увеличивается. Выше следует толща однородных сланцев нижнего тоара.



Терригенные породы пачек 2 и 3 явно образуют единый комплекс. Они резко отличаются от блеклых зелено-серых песчаников и гравелитов, которые замещают альбитофиры вулканогенного горизонта несколько севернее данного района. В то же время не вызывает сомнения их сходство с песчаниками домерского яруса. Все это позволяет отнести эти отложения к домеру. Таким образом, при прослеживании домерских отложений с севера на юг вдоль Ардон-Баддонского водораздела отмечается (с приближением к Баддонской антиклинали) сначала замещение домерских песчаников глинистыми сланцами, а затем вновь преобладание песчаников в разрезе.

На южном крыле антиклинали на левом борту долины верховьев р. Баддон (уже за пределами Северо-Кавказской ступени), в 3–4 км к восток-северо-востоку от горы Цмиакомхох (см. рис. 22), был описан следующий разрез.

1. Серые кварцито-конгломератовые плотные породы верхнего карбона.

2. В нижней части склона долины на них залегают светло-серые известняки с подчиненными прослоями черных мергелистых сланцев; по внешнему облику и стратиграфическому положению их можно отнести к нижней перми (3–4 м).

3. Выше трансгрессивно на породы как перми, так и верхнего карбона налегают лейасовые черные однородные глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями микрослоистых песчано-глинистых сланцев. В основании толщи появляются подчиненные прослои черных мелкозернистых кварцитовидных песчаников толщиной 0,5–1 см. Местами на границе сланцев и палеозойских пород располагаются линзовидные пачки чередования серых плитчатых мелко- и среднезернистых кварцитов и сланцев толщиной 3–5 м. Мощность 120–130 м.

4. На свиту глинистых сланцев налегает толща частого чередования черных сланцев и подчиненных прослоев мелкозернистых темно-серых кварцитовидных песчаников. Видимая мощность около 50 м. С юга на них по разрыву надвинуты отложения палеозоя.

Одинаковая ориентировка слоистости и плоскости северного контакта лейасовых пород с более древними, отсутствие признаков сколько-нибудь существенного дробления в зоне контакта, наличие в основании разреза лейаса линзовидных пачек песчаника, которые можно рассматривать как базальные образования – все это указывает на то, что в данном случае имеет место нормальный стратиграфический контакт лейаса и палеозоя. Не случайно с этой точки зрения и появление здесь линзовидно залегающих пермских известняков, которые в рассматриваемой части Осетии обнажаются на границе лейасовых и палеозойских отложений в виде маломощного несплошного прослоя. Стратиграфическое положение, степень метаморфизма, общий облик песчано-сланцевых пород не оставляют сомнения в том, что они относятся к нижней–средней юре. Их возраст можно определить сопоставлением с разрезами развитых севернее отложений. Как следует из приведенных ранее описаний, вулканогенный горизонт и отложения домера обогащаются грубым обломочным материалом в направлении с севера на юг вдоль Ардон-Баддонского водораздела, а затем первый из них выклинивается (см. рис. 23). Следовательно, во время их образования на юге была область размыва. Состав обломочного материала указывает на размыв палеозойских или про-

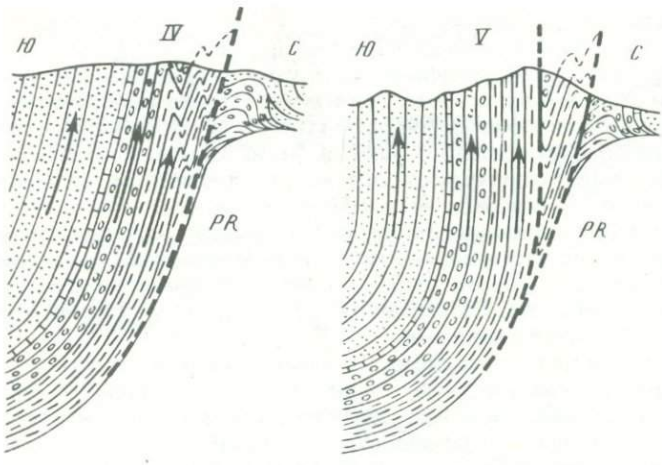


Рис. 24. **Схема формирования Баддонской антиклинали (кассарские граниты сняты) I—V — стадии развития Баддонской антиклинали**

1 — верхняя юра; *2* — нижняя—средняя юра; *3* — нижняя пермь; *4* — верхний карбон; *5* — девон и нижний карбон; *6* — поверхности чешуйчатых надвигов; *7* — направление движения материала при образовании Баддонской антиклинали и чешуйчатых надвигов

терозойских пород. Рассматриваемые отложения, в которых преобладают (особенно в нижней части) чистые глинистые сланцы, не могут быть отнесены к среднему лейасу, так как в это время на месте, где они располагаются, была область размыва. Тем более они не могут быть древнее среднего лейаса. Остается отнести эти отложения к верхнему лейасу. Основываясь на сопоставлении с разрезом западной части Северо-Кавказской ступени, нижнюю толщу сланцев в верховьях Баддона можно предположительно датировать нижним тоаром, а верхнюю песчано-сланцевую — средним тоаром—нижним ааленом.

Развитие структуры Бокового хребта в сечении по р. Ардон можно представить себе следующим образом (рис. 24). На территории Южно-Кавказской ступени на первом этапе происходит накопление средне-верхнепалеозойских осадков (см.рис. 24, I). К началу лейаса эти отложения начинают испытывать чешуйчатое надвигание в сторону поднятой Северо-Кавказской ступени. Первоначально это надвигание осуществлялось без нарушения сплошности и привело к формированию Баддонской антиклинали. Антиклиналь росла и размывалась в течение лейаса, благодаря чему на своде складки отсутствует нижний и средний лейас и сокращен в мощности верхний лейас (см. рис. 24, II). Затем срыв, развивавшийся в основании надвигавшихся вверх по восстанию пород, срезал южное крыло антиклинали. В результате это последнее оказалось надвинутым в виде чешуи не только на Северо-Кавказскую ступень в целом, но и на саму Баддонскую антиклиналь (см. рис. 24, IV). После этого возникла еще одна чешуя палеозойских пород, во фронтальной части которой образовалась Цмиакомхохская антиклиналь (см. рис. 24, V). Одновременно (или, может быть, позже) в надвигание включились накопившиеся к этому времени "основные сланцы", вследствие чего область относительного поднятия расширилась. Благодаря этому верхнеюрские флишевые отложения при движении с юга на север выклиниваются раньше, чем нижне- и среднеюрские (см. рис. 24, III). Перечисленные явления происходили на фоне устойчивого опускания Южно-Кавказской ступени относительно Северо-Кавказской.

Теперь обратимся к строению полосы, слагаемой на р. Ардон буронской свитой протерозойских кристаллических сланцев и перекрывающими ее отложениями среднего—верхнего лейаса (см. рис. 5, профиль VII). Несколько южнее Нузальского гранитного массива отложения лейаса, залегающие до этого очень полого на своде Садоно-Нузальской коробчатой складки, образуют опрокинутую на север антиклинальную складку, которую можно назвать Буронской. В ядре антиклинали вскрываются кристаллические сланцы. По данным В.А. Мельникова и Ш.С. Баталова (1949 г.), кристаллические сланцы образуют здесь крупную антиклинальную складку, подобную той, которая вырисовывается по породам лейаса, но более резко выраженную. Обычные для кристаллических сланцев мелкие складки и небольшие разрывы лишь несколько осложняют эту крупную складку. Характер соотношения кристаллических сланцев буронской свиты с гранитами садонского типа хорошо виден на северном крыле Садоно-Нузальской антиклинали в долине р. Уналдон (см. рис. 11).

К югу от Буронской антиклинали отложения лейаса переходят на верхнепалеозойские породы северного крыла Баддонской антиклинали. Учитывая все это, мы достроили (предположительно) на глубину кристаллические сланцы Буронской антиклинали (см. рис. 5, профиль VII). При этом выявилось, что последнюю можно рассматривать как результат чешуйчатого надвигания кристаллических сланцев со стороны опущенной Южно-Кавказской ступени на относительно приподнятую Северо-Кавказскую. В пределах Буронской антиклинали отсутствуют отложения среднего и верхнего палеозоя, широко развитые южнее. На северном ее крыле в долине Ардона появляются конгломераты и кварциты верхнего карбона. Это позволяет считать, что надвигание кристаллических сланцев происходило уже в верхнем палеозое (а может быть, и раньше) и продолжалось в лейасе, разрез которого сокращен здесь по сравнению с разрезом собственно Южно-Кавказской ступени. Геоморфологические данные показывают, что это движение не закончилось и в настоящее время.

На р. Фиагдон (см. рис. 5, профиль X) в чешуйчатом надвигании в полосе сочленения Северо- и Южно-Кавказской ступеней участвуют только "основные сланцы". С севера они ограничены Гутиатикаусским разрывом, проходящим в 2,5—3 км севернее горы Сырхуборзон и ориентированным одинаково со слоистостью, т.е. наклоненным в южном направлении на 60—70°. Мы предполагаем, что на глубине этот разрыв переходит в срыв около границы палеозойских и лейасовых отложений. В Кассарском ущелье Ардона, где можно видеть более глубокие (по сравнению с вскрывающимися на р. Фиагдон) части поднятия Центрального Кавказа, подобный разрыв проходит на границе лейасовых и палеозойских отложений. По Гутиатикаусскому разрыву "основные сланцы" надвинуты с юга на север в сторону свода Фиагдонской антиклинали. Севернее разрыва в поднадвиговой части располагаются залегающие вертикально, а выше по склону — с опрокидыванием на север — породы кистинской свиты, вулканогенного горизонта, домера и тоара (см. рис. 9). С одновозрастными отложениями, полого залегающими на своде Фиагдонской антиклинали, они сочленяются крутым синклинальным изгибом (Чисфандагская синклиналь). Образование этой синклинали объясняется, вероятно, подворотом слоев южного крыла Фиагдонской антиклинали при надвигании "основных сланцев". Еще одна поверхность надвига, устанавливаемого по повторению разреза лейаса в верховьях р. Цариитдон, проходит в 1 км севернее горы Сырхуборзон. Южнее этого надвига в нормальной стратиграфической последовательности сменяют друг друга залегающие моноклинально отложения от нижнего лейаса до нижнего аалена. Слишком большая мощность отложений гудошаурской свиты заставляет предполагать существование еще одного разрыва, по которому их разрез сдвоен. По аналогии с другими случаями последние два разрыва показаны на профиле ориентированными приблизительно параллельно слоистости.

Есть основания считать, что надвигание "основных сланцев" в бассейне Фиагдона развивалось длительно. На небольшом участке на южном крыле Фиагдонской антиклинали вулканогенный горизонт имеет сокращенную (до 40—50 м) мощность по сравнению с более северными и южными участками (200—300 м) и ложится с угловым несогласием на головы пластов отложений кистинской свиты (см. рис. 9). Непосредственно севернее отложения кистинской свиты выклиниваются, а южнее исчезает угловое несогласие между кистинской свитой и вулканогенным горизонтом. Подобное соотношение можно рассматривать как начальную стадию надвигания "основных сланцев" в сторону Фиагдонской антиклинали (рис. 25). С течением времени размеры этого поднятия увеличивались за счет постепенного вовлечения в надвигание все новых и новых накопившихся осадков. В результате, как и в бассейне Ардона, верхнеюрские отложения Южно-Кавказской ступени с подходом к Северо-Кавказской выклиниваются раньше, чем нижне- и среднеюрские (см. рис. 5, профиль X).

Моноклиналь "основных сланцев" на р. Фиагдон в районе северного склона горы Заккахох дополнительно осложнена дислокациями второго порядка. Обнажающиеся здесь песчаники и сланцы казбекской свиты образуют серию очень прихотливых неправильных дисгармоничных складок размером 100—200 м (рис. 26). Достройка на глубину участка горы Заккахох на профиле паказывает, что эти дислокации имеют локальный характер, на большую глубину не распространяются и не нарушают общего моноклинального строения полосы "основных сланцев".

Интенсивно проявлено чешуйчатое надвигание нижне-среднеюрских и верхнепалеозойских пород Южно-Кавказской ступени в сторону Северо-Кавказской в верховьях

Рис. 25. **Схема изменения нижне- и среднелейасовых отложений на границе Северо- и Южно-Кавказской ступеней в долине р. Фиагдон (южное крыло Фиагдонской антиклинали)**

1 — альбитофиры вулканогенного горизонта; *2* — кварциты и сланцы кистинской свиты

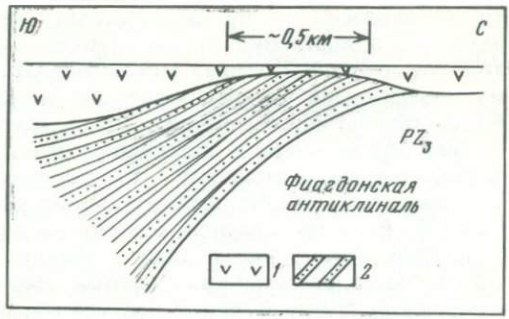
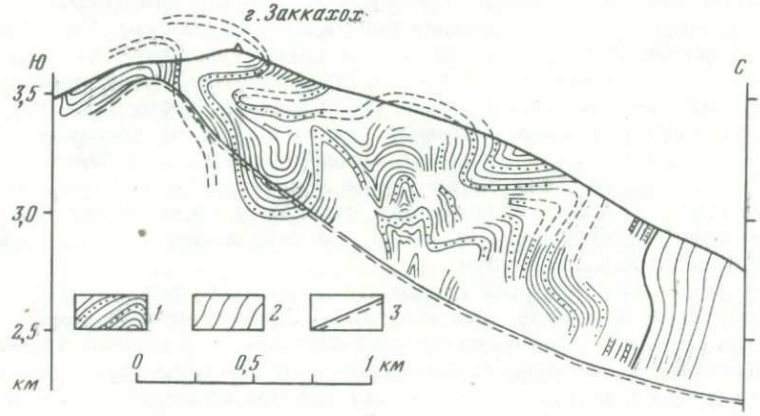


Рис. 26. **Мелкая складчатость в породах казбекской свиты в верховьях р. Фиагдон**

1 — чередование песчаников и сланцев казбекской свиты; *2* — сланцы циклаурской свиты; *3* — уровень эрозионного вреза



Терека (профиль XII). Здесь можно выделить две чешуи. Головная часть северной представлена Чачхохской антиклиналью, в ядре которой вскрываются породы карбона, а на южном крыле — перми, кистинской и циклаурской свит. По северному крылу складки проходит разрыв, отделяющий ее от уже упоминавшихся чешуй Северо-Кавказской ступени. Надвигание этой чешуи происходило в нижнем лейасе и продолжалось позднее. Это подтверждается тем, что в ее фронтальной части, т.е. на северном крыле Чачхохской антиклинали, отложения кистинской свиты имеют (в отличие от ее южного крыла) мощность всего 500 м и с угловым несогласием налегают, минуя пермские отложения, на верхнекаменноугольные. В раннем лейасе здесь существовала локальная область размыва [295]. Расположенная южнее чешуя "основных сланцев" устанавливается благодаря сдваиванию разрезов кистинской и циклаурской свит по разрыву. По аналогии с другими дислокациями такого же типа можно считать, что этот разрыв параллелен слоистости в пределах южной чешуи. По сообщению Д.И. Панова, породы верхней части гудошаурской свиты на р. Мнаисидон (см. рис. 5, профиль XII) образуют несколько крупных сопряженных складок. Можно предположить, что возникновение их связано с перемещением по надвигу, который либо не выходит на дневную поверхность, либо пропущен в однообразных породах свиты.

На границе Северо- и Южно-Кавказской ступеней чешуи, двигавшиеся с юга на север, встречаются с чешуями, наблюдаемыми в долине р. Геналдон, которые двигались с севера на юг, в результате чего возникла антиклинальная складка, которую можно назвать Казбекской. С севера и юга двигались не единичные чешуи, а целые их серии, поэтому образовавшаяся огромная складка (соответствующая всему Боковому хребту) оказывается не простой — ее крылья осложнены чешуйчатыми надвигами. При этом, поскольку надвиги имеют дисгармоничный характер и не распространяются глубже некоторого стратиграфического уровня (в данном случае глубже верхнего палеозоя), Казбекская антиклиналь также оказывается дисгармоничной, диапироподобной. Отметим сходство Казбекской антиклинали с некоторыми участками Передовых антиклиналей (см. рис. 17,*г*).

Амплитуду перемещений по чешуйчатым надвигам в полосе сочленения Северо- и

Южно-Кавказской ступеней установить невозможно, так как головные части чешуй размыты, а достройка их на глубину отражает лишь принципиальные особенности этих дислокаций. Поэтому можно оценить только порядок этих величин. По-видимому, перемещение "основных сланцев" и палеозойских пород по перечисленным надвигам составляет (суммарно по каждому сечению) более 10 км.

Если сравнить время образования всех перечисленных надвигов, то можно отметить интересную закономерность, которая заключается в том, что надвиги образуются не все сразу, а возникают последовательно все дальше и дальше от осевой части Большого Кавказа. Если на северном его склоне раньше всех возникли самые южные надвиги (докелловейские), позже всех — самые северные (верхнетретичные), то на южном склоне последовательность обратная. Первыми в полосе сочленения Северо- и Южно-Кавказской ступеней начали надвигаться палеозойские, а затем расположенные южнее наиболее древние лейасовые породы Южно-Кавказской ступени. Позже в надвигание включались все более молодые отложения вплоть до среднеюрских. Указанная закономерность была использована при достройке на глубину профиля XII, где показано, как более удаленные от оси сооружения и, следовательно, более молодые надвиги срезают менее удаленные и, следовательно, более древние. Кроме того, при достройке учитывалась возможная глубина заложения надвигов. Так, те два разрыва в долине р. Геналдон, по которым верхнеааленские отложения надвитуты на байосские, по-видимому, не проникают на большую глубину и не затрагивают отложений древнее ааленских. В то же время не подлежит сомнению, что разрыв, по которому на дневную поверхность выведены домерские отложения, располагающиеся между ааленскими, достигает значительно бóльших глубин.

В пределах изученной территории дислокации подобного рода развиты, кроме того, по южной периферии Южно-Кавказской ступени. Здесь в полосе шириной 5—6 км выделяются три складки — две антиклинали и синклиналь. В отличие от расположенных севернее коробчатых складок складки данной полосы сильно сжаты, имеют острые замки. Осевые их поверхности наклонены на север под углом около 70°, а крылья — на 50—80° в том же направлении (см. рис. 5, профили VII, IX, X). Непосредственно южнее, на границе с Закавказской ступенью, располагается узкая антиклинальная складка — Джавская кордильера, сложенная на поверхности байосскими порфиритами. На южном ее крыле на среднеюрские породы трансгрессивно налегают третичные отложения. Очень своеобразен контакт северного крыла Джавской антиклинали с флишевыми отложениями. Картирование показало, что на всей изученной территории, т.е. на протяжении 15 км по простиранию, в непосредственном соприкосновении с "порфиритовой юрой" по разрыву, известному под названием Уцерско-Павлеурского, находятся залегающие опрокинуто свиты верхнемеловых известняков эшмакис—хеви верхнего мела и (в западной части района, в бассейне р. Кешельтадон) маломощные отложения свит джорчи и сабуеской. В северном направлении в нормальной стратиграфической последовательности их сменяют залегающие также опрокинуто остальные более древние свиты верхнего мела (маргалитис—клде, аннанурский горизонт), затем — пестроцветные аргиллиты альба, а далее — нижнемеловой терригенный флиш. Совершенно очевидно, что обнажаться на протяжении 15 км в точности вдоль разрыва маломощные свиты эшмакис—хеви, джорчи и сабуеская могут только в том случае, если разрыв ориентирован согласно с ориентировкой слоистости пород свит. Это удалось подтвердить непосредственным наблюдением в обнажениях.

Верхняя часть кордильеры скошена на юг под углом до 30°. Достройка вверх сложенных флишем складок, примыкающих к ней с севера, показывает, что верхние части этих складок также были сильно опрокинуты на юг и надвинуты на ступень Закавказья. В результате они имели вид лежачих покровных складок, отделенных от автохтонных пород Закавказья полого падающим в северном направлении надвигом.

Известно, что в пределах Южно-Кавказской ступени в рассматриваемом районе осадконакопление завершилось как раз образованием известняковых свит эшмакис—хеви, джорчи, сабуеской. Об этом свидетельствует не только отсутствие более молодых отложений в разрезе Южно-Кавказской ступени, но и состав молассовых толщ Закавказья. Здесь (в бассейне рек Меджуды и Лиахвы) нет галек пород послесантонского возраста [46], что говорит об отсутствии осадконакопления этого возраста в пределах рассматриваемой части Южно-Кавказской ступени. Очевидно, что в ходе формирования наблюдаемой в настоящее время структуры верхнемеловые и более древние флише-

вые отложения должны были испытать весьма существенные перемещения. Почему же при этом маломощные известняки, завершающие разрез, совершенно не подвергались эрозии, которая могла легко их уничтожить?

Как уже говорилось, маломощные верхнемеловые отложения сохранились в пределах Южно-Кавказской ступени в виде узкой полосы вдоль ее южного края. Однако мощные верхнетретичные молассовые накопления Закавказья в значительной степени состоят из галек верхнемеловых пород Южно-Кавказской ступени [46]. Очевидно, что если бы верхнемеловые отложения накапливались только по южной периферии ступени, то при мощности, измеряемой преимущественно десятками или несколькими сотнями метров, они не смогли бы дать при размыве такое количество обломочного материала. Поэтому можно считать, что эти отложения накапливались практически на всей территории Южно-Каказской ступени и мощность их была достаточно большой. Сильное понижение мощности верхнемеловых отложений в южной части прогиба, на границе со ступенью Закавказья, наиболее просто было бы связать с уменьшением прогибания в этой полосе. Однако Б.М. Келлер [123], изучивший верхнемеловые отложения Западного Кавказа, пришел к выводу, что они являются образованиями глубоководными и накопились в некомпенсированном прогибе.

Исходя из всего сказанного, можно предположить следующую последовательность событий. К концу сантонского века вдоль южного края прогиба Южно-Кавказской ступени проходила узкая полоса больших глубин, не компенсированных осадконакоплением (рис. 27). Севернее мощность верхнемеловых пород резко возрастала. В результате надвигания верхнемеловые породы перекрыли некомпенсированный прогиб. Будучи достаточно тонкослоистыми и потому пластичными, они перемещались на юг не в виде надвиговой чешуи, а в виде лежачей антиклинали с опрокинутым и подвернутым южным крылом. Так как весь этот процесс происходил ниже уровня моря, эрозия не затронула известняки верхов разреза, и они повсеместно сохранились. Дальнейшее надвигание флишевых (не только верхнемеловых) пород на ступень Закавказья привело к формированию тех краевых складок, которые описаны выше. Последовавшее затем поднятие всей Южно-Кавказской ступени прекратило осадконакопление в ее пределах. Но верхнемеловые отложения на северном крыле Джавской кордильеры уже были изолированы от размыва.

Можно предположить, что отмеченные некоторыми авторами в пределах северной части Закавказья останцы покровов, сложенные мезозойскими флишевыми породами и залегающие на верхнетретичных отложениях, образовались в процессе развития именно таких покровных антиклиналей.

Уже отмечалось, что возникновение антиклинальных складок может быть начальной стадией образования чешуйчатых надвигов (Баддонская антиклиналь); указывались случаи образования антиклиналей при движении чешуй по надвигу (Карцинская, Цмиакомхохская антиклинали). Таким образом, резкой границы между складками подобного типа и моноклинальными чешуями нет. Рассматриваемые складки возникли при надвигании флишевых пород Южно-Кавказской ступени на ступень Закавказья. Но, по-видимому, возникшие при этом антиклинали, сложенные пластичными, тонкослоистыми породами, не были нарушены (как в других местах) поверхностями надвигов. Поскольку во многих предыдущих случаях ясно, что дислокации, образующиеся при надвигании, являются дислокациями дисгармоничными, затухающими с глубиной, складки южной периферии Южно-Кавказской ступени при достройке их вниз изображены таким же образом.

По-видимому, с надвиганием этих же складок связано и скашивание на юг верхней части Джавской кордильеры. Так как при этом на ее южном крыле опрокинутое положение приобретают отложения вплоть до сарматских, можно считать, что формирование складок происходило (или продолжалось) в послесарматское время. Кроме того, следует отметить, что эти складки срезаются недислоцированной эрозионной поверхностью выравнивания (см. рис. 5, профили VII, X), очевидно, предакчагыльского возраста.

Восточнее (вплоть до окончания Кахетинского хребта) широко распространены пологие надвиги и покровы флишевых пород Южно-Кавказского прогиба [65]. По данным М.Г. Леонова (1975 г.), в эоцене происходило надвигание пластин пород Грузинской глыбы (ступень Закавказья) в сторону Южно-Кавказского прогиба. Разрушавшиеся фронтальные части этих надвиговых пластин поставляли грубый обломоч-

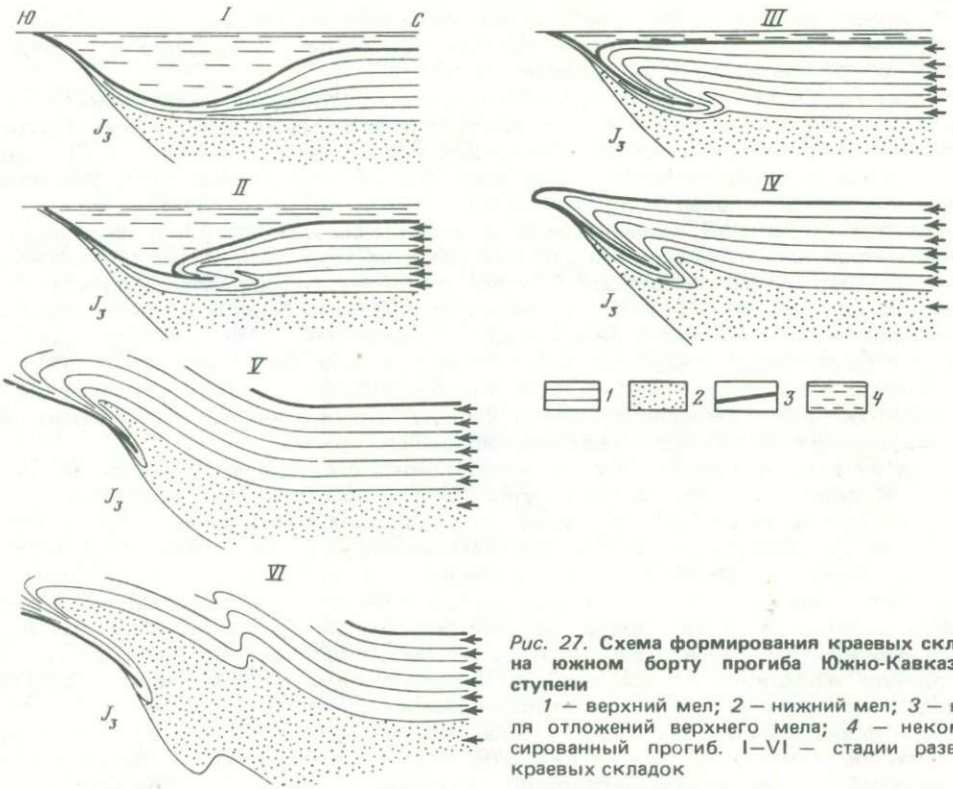


Рис. 27. **Схема формирования краевых складок на южном борту прогиба Южно-Кавказской ступени**

1 — верхний мел; *2* — нижний мел; *3* — кровля отложений верхнего мела; *4* — некомпенсированный прогиб. I—VI — стадии развития краевых складок

ный материал в краевую часть этого прогиба. Можно допустить, что в результате столкновения двигавшихся в противоположных направлениях надвиговых пластин Южно-Кавказского прогиба (см. рис. 27) и упомянутых надвигов пород Грузинской глыбы возникла Джавская кордильера, кинематически аналогичная, следовательно, Казбекской мегантиклинали.

На основании изложенного можно сделать вывод, что надвиги рассмотренного типа и кинематически близкие к ним складки весьма распространены и играют существенную роль в структуре региона. Все крупные прогибы, накопившие значительные толщи осадочных отложений, имеют на крыльях дислокации этого типа (рис. 28). При этом в каждом данном месте направление движения надвигов и складок индивидуально.

Широко распространены аналогичные чешуйчатые надвиги на Восточном Кавказе (рис. 29, см. вкл., профиль XIII). В пределах Сланцевого Дагестана основными структурными элементами являются сложенные преимущественно лейасовыми отложениями антиклинории (или горст-антиклинории) Сперозо-Тфанского (Главного) хребта на юге и Дарьяло-Богосского (Бокового) хребта на севере, разделенные Бежитинским грабен-синклинорием [179, 317].

Результаты геологического картирования, проведенного в Сланцевом Дагестане (Н.В. Венцковский, Г.И. Иванов, Л.В. Пшеничный, И.Ф. Рудянов и др.), позволяют по-новому представить строение этой части Восточного Кавказа. Рассмотрим сначала антиклинорий Бокового хребта, ограниченный с юга Тляротинским разломом. Детальное картирование, выполненное названными исследователями, показало, что линия разлома в плане извилиста, изгибы ее четко связаны с рельефом, что позволяет определить ориентировку Тляротинского разлома. Он наклонен в северном направлении не круче чем на 40—45°, в связи с чем его можно назвать надвигом или взбросо-надвигом. Минимальная амплитуда перемещения по нему, по данным указанных исследователей, превышает 5 км. Верхнеплинсбахские (домерские) отложения, слагающие антиклинорий Бокового хребта, в южной его части смяты в складки, опрокинутые на юг. Наиболее крупной среди них является Хебатлинская антиклиналь. Несколько

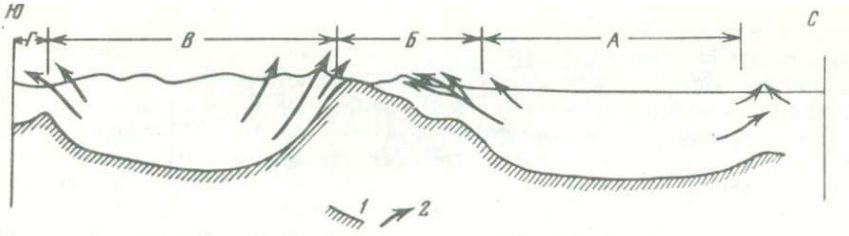


Рис. 28. **Схема расположения чешуйчатых надвигов на геологическом профиле X**
1 — подошва нижнеюрских отложений; *2* — направление движения по чешуйчатым надвигам. *А—Г* — ступени: *А* — Предкавказская, *Б* — Северо-Кавказская, *В* — Южно-Кавказская, *Г* — Закавказская

севернее антиклинали располагается крутой Кемерский разлом, по которому приподнято южное крыло. Амплитуда его несколько превышает 1 км. В северной части антиклинория отложения домерского, а также тоарского возрастов смяты в небольшие линейные складки, осевые поверхности которых круто наклонены на юг. Такова же, вероятно, ориентировка крутых разломов небольшой амплитуды. Зеркало складчатости здесь полого наклонено на север. С приближением к Известняковому Дагестану дислоцированность тоарских—среднеюрских песчано-глинистых пород уменьшается.

Строение антиклинория Главного хребта в основных чертах сходно с таковым антиклинория Бокового хребта. Судя по сообщениям Д.И. Панова, проводившего исследования несколько западнее, рассматриваемый антиклинорий с юга ограничен Главным Кавказским надвигом или взбросо-надвигом, наклоненным в северном направлении на 40—50°. На территории Азербайджана ему соответствует, вероятно, Малкамудский надвиг [316]. По разным пересечениям в составе антиклинория выделяется одна или несколько крупных складок, опрокинутых на юг. В ядрах антиклиналей вскрываются нижнеплинсбахские (карикс) и более древние лейасовые отложения, а на крыльях — верхнеплинсбахские. С севера антиклинорий ограничен крутым Кичитлинским разломом, амплитуда которого не превышает 1 км. На южном крыле с севера на юг обнажаются отложения домера, тоара, аалена и местами байосса, находящиеся, вероятно, в опрокинутом залегании. В пределах Бежитинского грабен-синклинория на дневной поверхности вскрываются главным образом тоарские отложения, смятые в складки.

На территории Сланцевого Дагестана, по сейсмическим данным, на глубине около 8 км выявляется субгоризонтальная пологоволнистая поверхность раздела d_0^0, отвечающая, по-видимому, кровле байкальского фундамента [232]. Судя по данным В.П. Лучникова (1964 г.), Д.И. Панова [69], неполная мощность нижне-среднеюрских отложений территории, где проходит рассматриваемый профиль, достигает 6500 — 9000 м. Это позволяет считать, что указанный сейсмический раздел располагается вблизи подошвы юрских отложений Восточного Кавказа или совпадает с ней. Отсутствие каких-либо смещений сейсмической границы d_0^0 по Главному Кавказскому и Тляротинскому надвигам позволяет рассматривать их как разрывы, развившиеся из крупных пластовых срывов, приуроченных к разделу различных толщ пород — в данном случае, вероятно, к подошве нижне-среднеюрского осадочного комплекса. Если бы эти разломы вниз по падению не меняли своей ориентировки или становились более крутыми, такие смещения были бы неизбежны. Поднятия Главного и Бокового хребтов, следовательно, представляют собой фронтальные части мощных пологих надвиговых чешуй. Поднадвиговая Бежитинская депрессия не является самостоятельным структурным элементом. Это сложенная наиболее молодыми породами верхняя часть надвиговой пластины Главного хребта. Кемерский и Кичитлинский разломы, вероятно, сопряжены с Тляротинским и Главным Кавказским надвигами и являются крутыми поддвигами, аналогичными тем, которые наблюдаются в Восточном Предкавказье (см. рис. 5).

Резко сокращенный (до 700—800 м) разрез нижней—средней юры установлен бурением на Варандинской антиклинали Известнякового Дагестана [195]. Ниже, приблизительно на нулевых абсолютных отметках, располагаются карбонатные породы верхней перми, которые находятся в аллохтонном залегании; еще ниже снова вскрыты

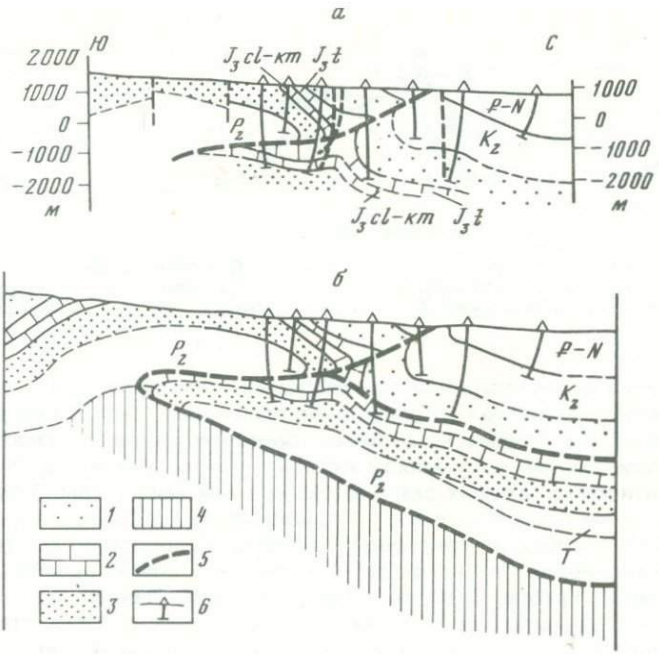


Рис. 30. **Геологический профиль через Варандинскую антиклиналь Восточного Кавказа (*а*) (по В.А. Станулису и др. [195]) и предлагаемая интерпретация (*б*)**

1 — нижний мел; *2* — верхняя юра; *3* — нижняя—средняя юра; *4* — доверхнепермский, вероятно, средне-верхнепалеозойский комплекс отложений; *5* — разрывы; *6* — скважины

юрские отложения. Это истолковывается [195] как результат надвигания с юга на север тектонической пластины, фронтальной части которой отвечает Варандинская антиклиналь. Предполагается, что этот надвиг выходит на дневную поверхность в полосе Черногорской моноклинали (рис. 30, *а*). Однако построенный, исходя из этих посылок, профиль оказывается внутренне противоречивым. Амплитуда смещения по надвигу лейасовых пород на северном крыле Варандинской антиклинали (по данным бурения) не меньше 3000 м, а выше по его восстанию, в отложениях мела, амплитуда уменьшается до 100—150 м. Это объясняют тем, что надвиг возник и в основном формировался в середине мезозоя, будучи несколько подновленным в кайнозое. Однако при этом следует ожидать существенных различий (мощность, полнота разреза, состав) между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, накапливавшимися во время формирования надвига в его лежачем и висячем крыльях, или же в висячем крыле должно было возникнуть ясно выраженное угловое несогласие в основании отложений, накопившихся после того, как надвиг в основном закончил свое развитие. Однако, судя по имеющимся материалам, верхнеюрские и нижнемеловые отложения лежачего и висячего крыльев заметно не различаются, угловые несогласия в этой зоне отсутствуют. Поэтому необходимо попытаться иначе интерпретировать результаты бурения на Варандинской антиклинали.

В полосе сочленения Северо-Кавказской и Предкавказской ступеней достоверно известны надвиги Скалистого хребта с перемещением пластин меловых—юрских пород с севера на юг (см. рис. 5). Исходя из этого и учитывая упомянутые затруднения, можно предположить, что на Варандинской антиклинали бурением вскрыт не надвиг с юга на север, а поддвиг с севера на юг пластины юрских и, по-видимому, пермских пород. Можно думать, что плоскость поддвига в северном направлении переходит в срыв приблизительно около стратиграфического контакта верхней юры и нижнего мела (рис. 30, *б*), где ее легко не заметить при бурении. Точно так же при такой интерпретации следует полагать, что снизу поддвиговая пластина ограничена еще одной поверхностью срыва, проходящей, по-видимому, ниже пермских известняков и являющейся надвигом в полном смысле слова.

Если все эти предположения оправдаются (а они разрешают упоминавшиеся затруднения и не противоречат имеющемуся материалу), то это будет означать, что бурением в данном случае вскрыта фронтальная часть пластины юрских—пермских пород, которая внедрилась, вклинилась между одновозрастными и нижележащими породами смежной территории без каких-либо заметных признаков ее существования на дневной поверхности. Сверху она ограничена плоскостью поддвига, снизу — надвига. Все это в целом приходится назвать вдвигом. Время его образования по аналогии с надвигами Скалистого хребта можно определить как кайнозойское.

По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), вдоль южного края поднятия, сложенного палеозойским комплексом пород и соответствующего Варандинской антиклинали, протягивается крупный разлом. Исходя из общего стиля дислокаций, характерных для всего Восточного Кавказа в данном пересечении, можно предположить, что поднятие связано с чешуйчатым надвиганием пластины палеозойских пород со стороны Предкавказья.

В полосе палеогеновых пород Черногорской моноклинали, сочленяющей ступени Предкавказскую и Известнякового Дагестана, за пределами линии профиля устанавливается существование нескольких наклоненных на север взбросонадвигов, ориентированных под острым углом к слоистости нарушаемых отложений [68, 297]. Перемещение по ним происходит с севера на юг. Морфология этих разрывов и их положение в структуре региона дают основания считать, что вниз по падению они переходят в пластовые срывы и затухают.

К югу от мегантиклинория Восточного Кавказа по линии профиля XIII располагается погребенное Алазанское поднятие. Южнее его находится глубокая Мирзаанская впадина, где сейсмическая граница d_0^0 погружается до глубины 16 км. В составе отложений, выполняющих эту впадину, предположительно выделяются юрские, меловые и палеоцен-эоценовые отложения; выше следуют мощные третичные и четвертичные накопления. В верхней части осадочного комплекса впадины развита серия наклоненных на север чешуйчатых надвигов [92]. В ряде случаев на территории Закавказья бурением или сейсмическими исследованиями показано, что с глубиной подобные нарушения затухают. На границе Алазанского поднятия и Мирзаанской впадины располагаются на линии профиля цителицкаройские известняки и порфириты [92, 179]. Они образуют бескорневые глыбы в верхнеэоценовых отложениях [155]. Антиклиналь, в пределах которой вскрыт верхний эоцен с глыбовыми включениями, имеет, по-видимому, дисгармоничный диапироподобный облик. Об этом свидетельствует отсутствие соответствующих этому поднятию соизмеримых смещений сейсмической границы d_0^0. Само расположение сейсмических границ d_0^0 и d_{oc} в этом месте (см. рис. 29) свидетельствует о дисгармоничности Цителицкаройского поднятия.

Уже упоминалось, что антиклинории Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа и, по-видимому, Варандинская антиклиналь являются воздымающимися фронтальными частями мощных надвиговых пластин. По данным В.Н. Шолпо [317], антиклинорию Бокового хребта на Восточном Кавказе уже в аалене, байосе и бате, а также тоарe соответствует сначала относительное, затем абсолютное Самуро-Шахдагское поднятие [233]. Таким образом, в конце ранней—начале средней юры чешуйчатый надвиг, которому соответствует это сооружение, уже возник и создавал в своей фронтальной части локальную область поднятия. Как показывают данные по восточным, периклинальным частям этого антиклинория, перемещение продолжалось и позже (в мелу—кайнозое).

В настоящее время антиклинорий образует наиболее высокую (структурно и орографически) часть Восточного Кавказа, что свидетельствует о продолжении надвигания в течение орогенного этапа развития. Более древние, нижне-среднелейасовые отложения здесь изучены недостаточно для того, чтобы можно было обоснованно решать вопрос о существовании или отсутствии чешуйчатого надвига и соответствующего ему поднятия в осевой части Восточного Кавказа в раннем—среднем лейасе. Но на западном окончании Сперозо-Тфанского хребта поднятие и область размыва существовали уже в раннем лейасе [295]. Очень резко выраженная область поднятия существовала на территории Варандинской антиклинали, где мощность нижне-среднеюрских отложений уменьшена до 700—800 м.

По аналогии с этими данными о Восточном Кавказе можно таким же образом представить строение Юго-Восточного Кавказа, приняв за основу геологические материалы А.В. Вихерта и др. [54]. Можно полагать, что Тфанское поднятие является фронталь-

ной частью надвиговой пластины (см. рис. 29, профиль XIV). В основании ее располагается пологий согласный срыв, выходу которого на дневную поверхность отвечает Малкамудский надвиг. В тыльной части надвига, севернее Будугской синклинали, располагается сложная антиклиналь, осложненная круто наклоненными на юг секущими Будугским и Казмакрызским разломами. По-видимому, и эта антиклиналь, и перечисленные разломы возникли в результате сопряженного с надвиганием Тфанской тектонической пластины поддвига в теле этой пластины. Перечисленные разломы аналогичны, с этой точки зрения, Кемерскому разлому на профиле XIII (см. рис. 29).

Южнее, между Малкамудским надвигом и Лагической кордильерой, на дневной поверхности на территории Ковдагской ступени обнажаются преимущественно меловые и верхнеюрские отложения. Вдоль северного крыла Лагической кордильеры проходит наклоненный на север Зангинский надвиг, а вдоль южного крыла — наклоненный на юг Ниалдагский надвиг. Южнее Лагической кордильеры на смятых в пологие плавные складки отложениях мела, эоцена и олигоцена—миоцена залегает Баскальский покров, сложенный верхнемеловыми породами. Можно предположить, что этот покров является продолжением Зангинского надвига.

К северу от поднятия Юго-Восточного Кавказа располагается сочленяющаяся с ним по Сиазанской моноклинали Кусарская наклонная равнина, сформировавшаяся на орогенной стадии развития Кавказа. Под средней частью этой равнины ниже плиоценовых и четвертичных отложений вскрываются терригенные нижне-среднеюрские породы, слагающие Кусарское погребенное поднятие. На крыльях поднятия появляются верхнеюрские, меловые, палеогеновые и миоценовые отложения. Мощность плиоценовых отложений по периферии поднятия увеличивается. Рассматриваемое поднятие является опущенным на орогенной стадии восточным продолжением антиклинория Бокового хребта. По аналогии с ним Кусарское погребенное поднятие можно рассматривать как фронтальную часть пологой надвиговой пластины.

Приведенные материалы характеризуют роль чешуйчатых надвигов в тектонической структуре мезозойско-кайнозойского чехла Большого Кавказа. Уже отмечались случаи, когда в формировании этих дислокаций участвовали и более древние, палеозойские и протерозойские, породы, образующие Буронскую, Баддонскую, Варандинскую, антиклинали, палеозойское ядро Казбекской антиклинали и некоторые другие. Но наиболее широко альпийские чешуйчато-надвиговые дислокации палеозойских и протерозойских пород распространены на территории собственно Центрального Кавказа, где породы этого возраста преобладают.

Мы не изучали специально тектонику палеозойских пород Передового хребта, но и те материалы, которые были получены в ходе геологических съемок, свидетельствуют о существовании здесь чешуйчатых надвигов. Так, в бассейне Кубани (см. рис. 7, профиль II), на северном крыле прогиба Передового хребта, отложения картджюртской свиты девона надвинуты с юга на север на горизонтально залегающие отложения лейаса по разрыву, наклоненную на юг под тем же углом, что и породы девона. Восточнее (см. рис. 7, профиль IV) такое же надвигание, но с севера на юг и по более пологой поверхности, испытывают отложения девона, нижнего карбона и перми южного крыла палеозойского прогиба. Морфологически аналогичные разрывы, сформировавшиеся в палеозое, рассмотрены выше.

Традиционным стало представление о блоковой, глыбовой природе мегантиклинория Центрального Кавказа. Как уже упоминалось, это поднятие разделяется на две поднятые зоны — Главного хребта и Лабино-Малкинскую, разделенные палеозойским прогибом Передового хребта, рассматриваемые обычно как блоки, глыбы или горст-антиклинории, ограниченные глубинными разломами. Однако детальное изучение внутренней структуры поднятия Главного хребта показало, что надвиговые перемещения играют здесь ведущую роль (см. рис. 34, *а, б*).

В пределах поднятия Главного хребта в бассейне р. Черек Балкарский и в пределах Южно-Кавказского прогиба в верховьях рек Цхенис-Цкали и Риони были составлены два геологических профиля (см. рис. 8), из которых первый проходит по левобережью, а второй — по правобережью Черека Балкарского. Тектонику поднятия Главного хребта ранее изучали здесь И.Г. Кузнецов, В.М. Андреев, О.А. Рудин, Е.А. Москалев.

В верховьях Черека Балкарского (см. рис. 8, профиль V) вскрывается гранитное ядро антиклинали Лькези, облекаемое гнейсами и сланцами уллучиранской свиты и гнейсогранодиоритами балкарского типа. Выше трансгрессивно ложится лейас. На своде

Рис. 31. **Геологический профиль через Штулу-Харесскую депрессию по левому борту долины р. Черек Балкарский (по данным Д.И. Панова и В.И. Шевченко)**

1 — песчаники; *2* — глинисто-алевролитовые сланцы; *3* — глинистые сланцы; *4* — граниты блыбского типа; *5* — разрывы; *6* — срыв по стратиграфическому контакту

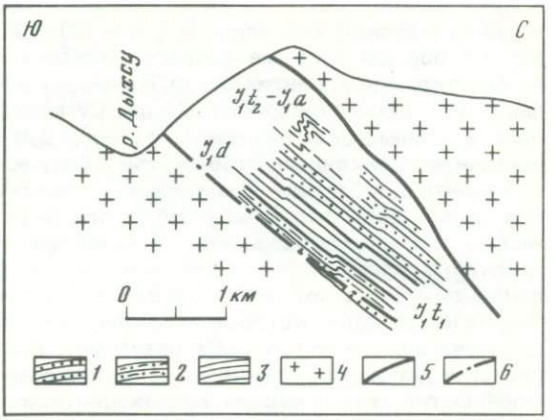
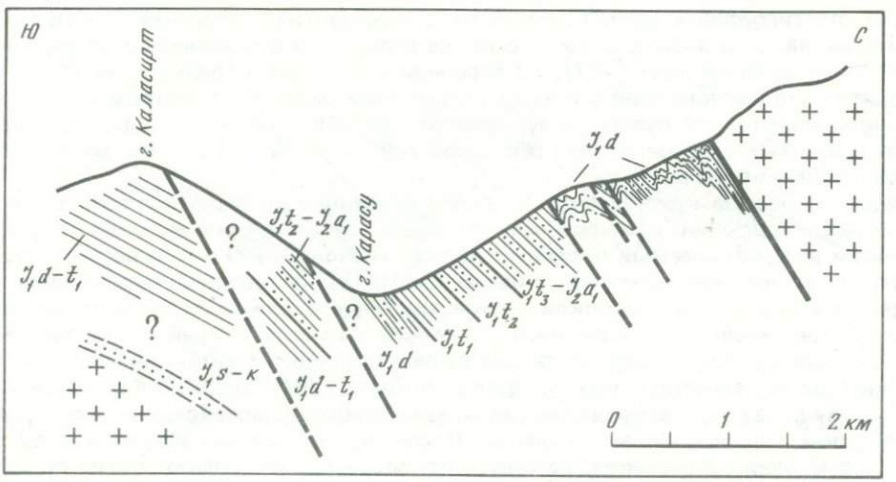


Рис. 32. **Геологический профиль через Штулу-Харесскую депрессию в среднем течении р. Карасу (по данным Д.И. Панова и В.И. Шевченко)**

Условные обозначения см. на рис. 31



антиклинали он залегает полого и располагается на блыбских плагиогранитах. На северном крыле нижне-среднеюрские отложения, образующие Штулу-Харесскую депрессию, наклонены на северо-северо-восток под углом 30—40° (рис. 31). На южном крыле лейасовые отложения ложатся на гнейсогранодиориты балкарского типа. И те и другие залегают здесь вертикально или с небольшим опрокидыванием на юг. Восточнее, в бассейне р. Карасу (правый исток Черека Балкарского), юрская депрессия расширяется, а ее внутреннее строение усложняется. Здесь отмечено по крайней мере трехкратное повторение отдельных частей разреза юрских отложений (рис. 32). Однако все они связаны с разрывными нарушениями, а не со складчатыми. Залегание слоев между разрывами остается в целом моноклинальным, хотя в ряде случаев оно осложнено второстепенной складчатостью и небольшими разрывами. Ориентировка этих складок и разрывов свидетельствует о "набегании" материала слоев юрских пород вверх по восстанию. Проходящий здесь профиль (см. рис. 8, профиль VI) пересекает переклиналь следующей, Харесской, антиклинали.

Севернее нижне-среднеюрских отложений Штулу-Харесской юрской депрессии, располагающихся на северных крыльях антиклиналей Лькези и Харесской, проходит крупный Адылсу-Харесский разрыв, по которому на эти отложения надвинуты кристаллические породы Сугано-Дигорского хребта. Адылсу-Харесский разрыв наклонен в северном направлении на 45—60° (см. рис. 8, 31, 32). К северу от него по Череку Балкарскому вновь обнажаются плагиограниты блыбского типа, облекаемые с севера и востока сланцами и гнейсами уллучиранской свиты. Эти породы образуют на профиле VI узкую гребневидную Суганскую антиклиналь. Северное крыло Суганской антиклинали осложнено, кроме того, Тютюнским разрывом, по которому повторяется часть

уллучиранской свиты. Наклон сланцев и гнейсов уллучиранской свиты на северном крыле Суганской антиклинали равен 30—50° в северо-восточном направлении, а на южном породы того же возраста залегают приблизительно вертикально. На запад по простиранию эта антиклиналь переходит в моноклинальную чешую (см. рис. 8, профиль V). Вдоль северного крыла Суганской антиклинали протягивается широкая полоса гранитоидов балкарского типа. Далее на восток эти гранитоиды облекают восточную периклиналь антиклинали (см. рис. 3).

Гранитоиды балкарского типа прослеживаются на 11—14 км в северном направлении от подошвы этого тела. На севере они ограничены полосой выходов кристаллических сланцев гвандринской (нижнебезенгийской) свиты, образующих здесь Зылгинский массив и являющихся, по-видимому, кровлей пластового тела. Породы гвандринской свиты образуют несколько асимметричных, наклоненных или опрокинутых на юг складок, которые осложнены серией наклоненных на север надвигов (наиболее значительный из них — Саурданский). Помимо пород гвандринской свиты, в строении этих дислокаций участвуют и нижне-среднеюрские отложения (рис. 33). Изучение морфологии тектонических дислокаций кристаллических сланцев Зылгинского массива (Зылгинской антиклинали) и их соотношения с позднепалеозойскими гранитами, а также стратиграфии и мощностей нижне-среднеюрских отложений показывает, что чешуйчатые надвиги возникли здесь в конце палеозоя и продолжали развиваться в течение ранней—средней юры [301]. В северной части полосы балкарских гранитоидов проходит круто наклоненный в южном направлении разлом с поднятым южным и опущенным северным крыльями (Шаурдатский взброс). Его амплитуда, судя по смещению лейасовых отложений, не превышает 1000—1500 м, но обычно равна нескольким десяткам—сотням метров.

Севернее выходов кристаллических пород обширные пространства заняты, как уже упоминалось, юрскими и меловыми отложениями небольшой мощности. Для них по линиям рассматриваемых профилей на протяжении 30—40 км вкрест простирания характерно устойчивое залегание с наклоном 10—20° в северном направлении. Лишь в отдельных случаях это моноклинальное залегание осложнено. К числу осложнений относится Цериктельская антиклиналь в полосе Скалистого хребта (см. рис. 8, профиль VI). На дневной поверхности она выражена пологим антиклинальным изгибом валанжинских известняков. Как показало бурение [264], титонские отложения изогнуты почти одинаково с валанжинскими, но киммеридж-келловейские и особенно нижне-среднеюрские дислоцированы сильнее. Последние на южном крыле наклонены на 40—50° в южном направлении, на северном, вероятно, несколько более полого; замок складки четко выражен. Таким образом, в целом получается асимметричная, наклоненная на юг антиклинальная складка, по размерам и облику близкая к Зылгинской. Время ее формирования в основном дотитонское, но оно продолжалось и позднее. К числу осложнений упомянутой моноклинали относится разрыв, протягивающийся вдоль левого берега субширотного участка р. Черек Безенгийский (Хуламский) (см. рис. 8, профиль V). По этому разрыву валанжинские отложения надвинуты с севера на юг на готеривские и валанжинские. В восточном направлении этот надвиг в нескольких километрах выше слияния Черека Безенгийского и Черека Балкарского переходит по простиранию в асимметричную, наклоненную на юг антиклиналь, сложенную валанжинскими отложениями с пологим северным и крутым южным крыльями. Эта антиклиналь быстро затухает по простиранию и в долине Черека Балкарского на профиле VI отсутствует.

Если сравнить морфологию Зылгинской антиклинали (см. рис. 33) и антиклинали Лькези (см. рис. 8, профиль, V), то можно заметить черты значительного сходства. Обе складки асимметричны, с крутым, несколько опрокинутым южным и значительно более пологим северным крылом, с мягким уплощенным сводом. И та и другая осложнены наклоненными на север разрывами. Поэтому не исключено, что и антиклиналь Лькези сформировалась под действием тех же тангенциальных напряжений, которые привели к образованию остальных разрывов и асимметричных складок в пределах поднятия Главного хребта. Но в таком случае это поднятие в целом оказывается состоящим из серии чешуйчатых надвигов и наклоненных на юг складок разного размера. Собственно блоковых дислокаций в пределах изученной территории не обнаруживается (рис. 34, *б*). Шаурдатский взброс в этом случае можно рассматривать как поддвиг, сопряженный с Адылсу-Харесским чешуйчатым надвигом. Подобные соче-

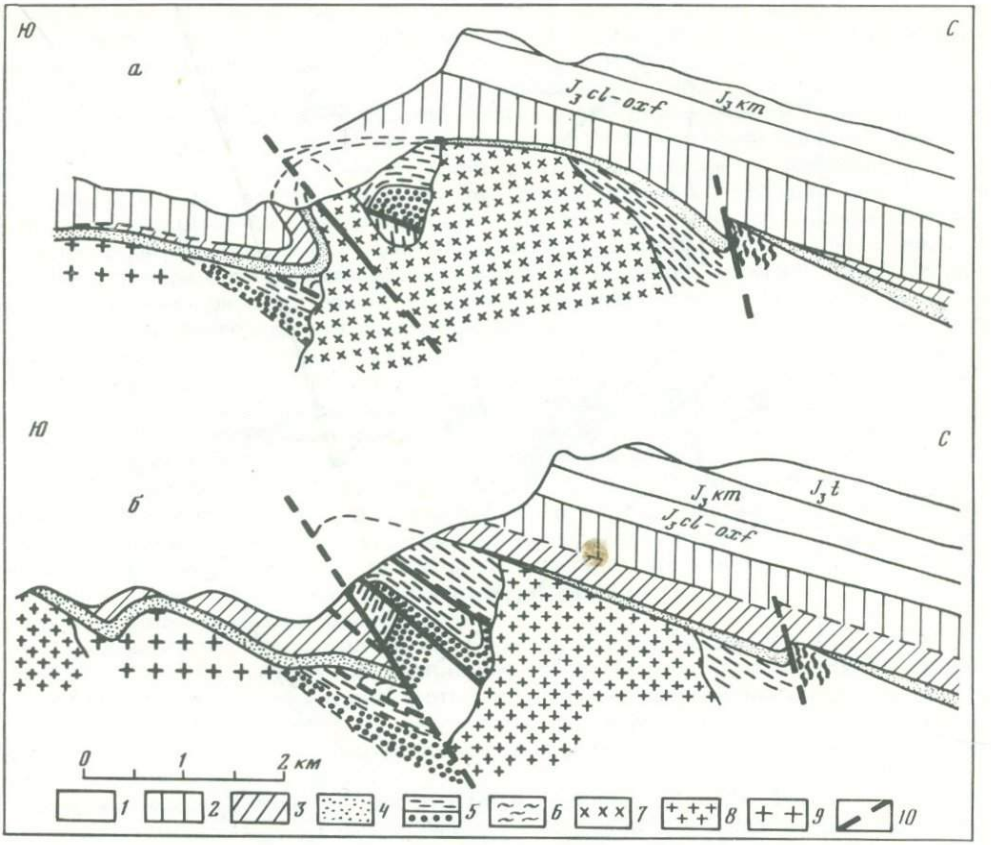


Рис. 33. **Геологические профили через Зылгинский массив по левому (*а*) и правому (*б*) бортам долины р. Черек Балкарский**

1 — верхняя юра; *2* — байосский ярус; *3* — тоарский и ааленский ярусы; *4* — средний лейас; *5* — кварц-биотитовые и кварцитовые сланцы гвандринской свиты протерозоя; *6* — амфиболовые и слюдяные сланцы клычской свиты протерозоя; *7* — граниты уллукамского типа; *8* — граниты балкарского типа; *9* — граниты балкарского типа порфировидные; *10* — разрывы

тания разрывов хорошо изучены, например, в полосе Терской и Сунженской антиклиналей Восточного Предкавказья (см. рис. 5). Можно предположить, что еще один взброс такого же типа на глубине соответствует Черногорской моноклинали. Прогиб Южного склона в этом случае выглядит как поднадвиговая депрессия, аналогичная морфологически юрским депрессиям Центрального Кавказа или Бежитинской — Восточного.

Адылсу-Харесский надвиг прослеживается в запад-северо-западном направлении через верховья Черека Безенгийского, далее вдоль р. Адылсу он выходит в долину Баксана (см. рис. 7, профиль IV), уходит под южную часть конуса вулкана Эльбрус и затухает, по-видимому, в верховьях Кубани (Уллукама). В истоках Ингури (ледник Китлод-Цаннер) к этому надвигу под острым углом причленяются два аналогичных субширотных надвига, наклоненных на север. В верховьях р. Местиачала эти два надвига, вероятно, сливаются, и далее на запад протягивается один разрыв, который еще западнее, в бассейнах правых притоков Ингури — рек Накра и Ненскра, проходит в основании Штавлерского покрова, по которому кристаллические породы зоны Главного хребта надвинуты на слабометаморфизированные мезозойские отложения прогиба Южного склона (см. рис. 7, профиль III).

Характер обнаженности не позволяет непосредственно наблюдать плоскость этого разрыва в указанном районе. Поэтому его ориентировка в пространстве может быть установлена только методом картирования, по характеру изображения линии разрыва

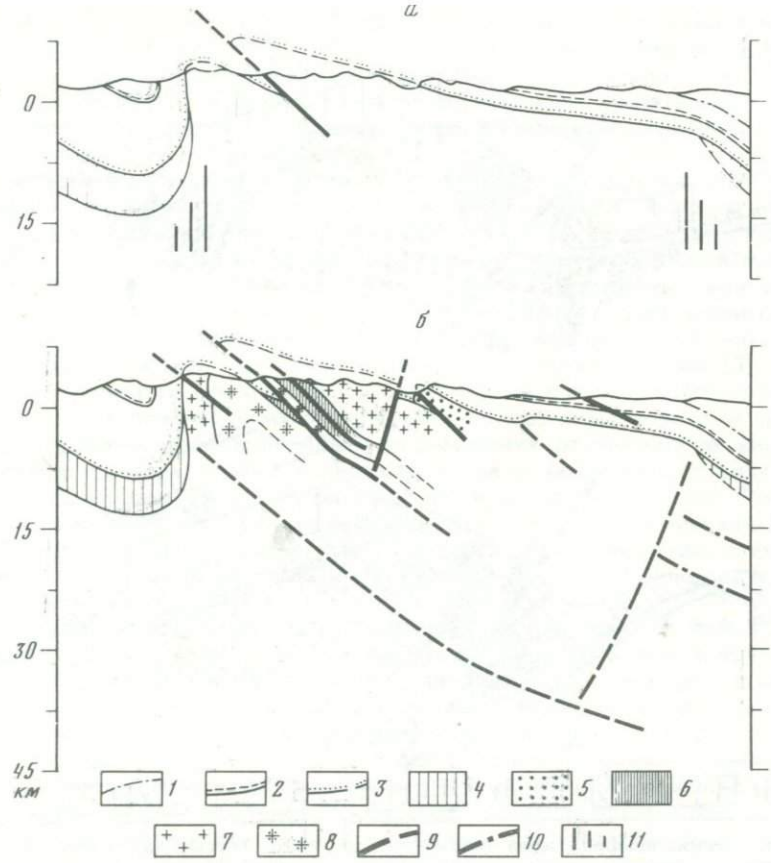


Рис. 34. **Два варианта** (*а, б*) **возможной интерпретации структуры Центрального Кавказа в бассейне р. Черек Балкарский** (см. рис. 8, профиль V)

1–3 — подошвы отложений: *1* — третичных, *2* — меловых, *3* — юрских; *4* — триас—палеозой; *5–6* — протерозой: *5* — гвандринская свита, *6* — уллучиранская свита; *7* — гранитоиды балкарского типа; *8* — плагиограниты блыбского типа; *9* — разломы; *10* — поверхности раздела по сейсмическим данным; *11* — вероятные глубинные швы

на карте. Составленная нами геологическая карта [308] подтверждает имевшиеся ранее данные о весьма сложной конфигурации линии разрыва на дневной поверхности. Существует отчетливая связь между направлением линии разрыва и рельефом района. Это дает основание говорить о том, что плоскость данного нарушения ориентирована полого. Графическим способом было установлено, что она наклонена на северо-северо-восток на 30–40° и выполаживается до 20–30° и меньше во фронтальной части покрова. Горизонтальная амплитуда перемещения Штавлерского покрова не менее 10 км. Он рассечен более поздним крутым (75–80° в северном направлении) взбросом.

По линии профиля III Штавлерский аллохтон сложен белореченскими гранитами с подчиненными линзами магматитов, которые только в самом основании покрова образуют пакет значительной мощности. Важной особенностью строения аллохтона является то, что плоскость Штавлерского надвига ориенирована параллельно или почти параллельно поверхностям сланцеватости—гнейсоватости и согласным с ними разделам петрографически различных кристаллических пород. Это сближает Штавлерский покров с чешуйчатыми надвигами, рассмотренными ранее.

Под Штавлерским покровом кристаллических пород располагается крупная, опрокинутая на юг синклинальная складка пород кистинской и циклаурской свит. Ее крылья и осевая плоскость наклонены в северном направлении на 30–50° . Несколько

восточнее долины Накры в ядре этой складки появляются нижнемеловые терригенные флишевые отложения. Южнее располагается поднятие Сванетского антиклинория, сложенное дислоцированными отложениями девона—перми.

К северу от Штавлерского покрова по направлению линии профиля III различные граниты с подчиненными мигматитами, маскирующие строение зоны Главного хребта, прослеживаются вплоть до вулканического конуса Эльбруса. Наиболее крупным структурным элементом протерозойских пород этого района является опрокинутая на юг изоклинальная Гондарайская антиклиналь. Осевая плоскость складки наклонена на север под углом 40—50°. В ее ядре вскрываются мигматиты по сланцам и гнейсам уллучиранской и гвандринской свит. По линии профиля IV, проходящего несколько восточнее, в ядре этой антиклинали вскрываются (в районе перевала Бечо) биотитовые сланцы гвандринской свиты. На северном крыле этой антиклинали (в долине р. Юсеньги — правого притока Баксана в нормальном залегании) и на южном (в долине р. Долра — правого притока Ингури в опрокинутом залегании) стратиграфически выше гвандринской свиты располагаются мусковитовые и двуслюдяные сланцы и гнейсы макерской серии. Породы макерской серии южного опрокинутого крыла антиклинали в этом пересечении надвинуты по разрыву, служащему продолжением Штавлерского надвига, на отложения верхнего карбона и лейаса прогиба Южного склона. В западном направлении по простиранию породы макерской серии прослеживаются вдоль этого разрыва до левого борта долины р. Накры. Это дает основание предполагать, что граниты и мигматиты Штавлерского покрова (см. рис. 7, профиль III) возникли по породам этой серии, находящимся здесь в опрокинутом залегании; местоположение ядра Гондарайской антиклинали, поглощенного гранитами, можно предполагать в нескольких километрах севернее.

На южном крыле Гондарайской антиклинали в бассейне Кубани (см. рис. 7, профиль II), к югу от мигматитов, возникших, вероятно, по клычской свите, остается место, ныне занятое мигматитами, которые могли бы сформироваться по сланцам макерской серии. Эти последние территориально в таком случае будут соответствовать одноименным сланцам, слагающим южное опрокинутое крыло антиклинали в бассейне Баксана (см. рис. 7, профиль IV).

Северное крыло Гондарайской антиклинали на профиле IV (см. рис. 7) быстро выполаживается в северном направлении. По р. Юсеньги и в долине Баксана породы макерской серии, содержащей крупные линзы основных субинтрузивных пород, образуют сопряженные пологие складки второго порядка — Юсеньгинскую синклиналь (в ее ядре выше пород макерской серии вскрываются сланцы и основные вулканогены хасаутской свиты) и Терскольскую антиклиналь. На эту последнюю с севера по Адылсу-Харесскому надвигу надвинуты граниты, мигматиты, кристаллические сланцы и гнейсы северной части зоны Главного хребта.

Ранее, рассматривая строение зоны Главного хребта в бассейне Черека Балкарского (см. рис. 8), мы пришли к выводу о том, что Адылсу-Харесской надвиг ориентирован практически параллельно плоскостям сланцеватости—гнейсоватости висячего крыла разрыва. Наблюдения в долине Баксана подтверждают этот вывод. Основу структуры северной части зоны Главного хребта составляет здесь крупная, уже упоминавшаяся синклинальная Андырчинская складка. На ее южном крыле, на правом борту долины Баксана и далее по долине Адылсу, обнажаются сланцы и гнейсы уллучиранской свиты, наклоненные в северо-северо-восточном направлении на 30—50°. Одновозрастные породы северного крыла синклинали наклонены в южном направлении на 40—60°. Ядро синклинали занято мощным пластовым телом гранитоидов балкарского типа, среди которых в виде линзовидных ксенолитов разного размера встречаются биотитовые сланцы гвандринской свиты. Из-под уллучиранских сланцев северного крыла антиклинали появляются опять гранитоиды балкарского типа, фиксирующие, по-видимому, положение "подводящего канала". Далее на север располагается выполненный палеозойскими отложениями прогиб Передового хребта. На южном крыле синклинали, кроме балкарских, располагаются мощные, вероятно, согласные тела гранитов уллукамских и белореченских (см. рис. 7, профиль IV).

Западное окончание Гондарайской антиклинали не известно. Можно предполагать, что ее продолжением служит пологая антиклинальная складка, вырисовывающаяся по мигматитам и белореченским гранитам в долине р. Гоначхир (правый приток Теберды), находящаяся на простирании Гондарайской антиклинали. С юго-запада рассмат-

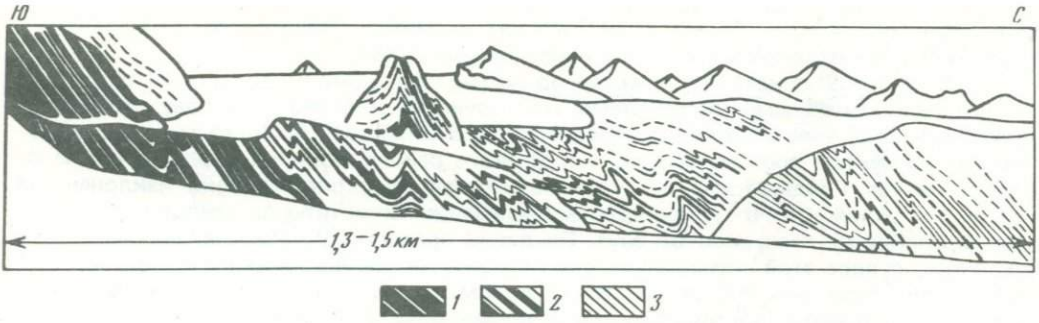


Рис. 35. **Зарисовка левого борта долины р. Аманауз (одного из истоков р. Теберды)**
1 — амфиболовые сланцы (клычская свита); *2* — чередование амфиболовых и биотитовых сланцев; *3* — кварц-биотитовые сланцы и гнейсы (гвандринская свита)

риваемая антиклиналь срезается наклоненным на север разрывом, который мы считаем западным продолжением Штавлерского покрова.

Таким образом, стиль тектоники зоны Главного хребта как в пересечении по р. Черек, так и на долготе Эльбруса определяется серией наклоненных в северном направлении чешуйчатых надвигов. По ним перемещенными оказываются преимущественно моноклинальные пачки кристаллических пород, слагающих эту зону. Нередко с надвигами сочетаются асимметричные, опрокинутые на юг антиклинальные складки обычно с редуцированным южным крылом. К их числу относится одна очень крупная, по-видимому изоклинальная, Гондарайская антиклиналь, также опрокинутая на юг. Дислокации, морфология которых позволила бы рассматривать их как результаты блоковых подвижек жесткого основания, отсутствуют (см. рис. 34).

Штавлерский покров, перечисленные чешуйчатые надвиги, Гондарайская антиклиналь — это структуры, связанные с перемещением с севера на юг в направлении вдоль слоистости—сланцеватости кристаллических пород зоны Главного хребта. Есть, однако, в составе кристаллического ядра Центрального Кавказа структуры, связанные с движением в противоположном направлении. В южной части профиля II в лежачем крыле Штавлерского покрова в бассейне р. Кодори, по рекам Гвандра и Клыч можно видеть восточную периклиналь сильно сжатой, почти изоклинальной Клычской антиклинали, сложенной кристаллическими сланцами и опрокинутой на юг. В ядре ее вскрываются биотитовые сланцы и гнейсы гвандринской свиты, облекаемые преимущественно амфиболовыми сланцами и гнейсами клычской свиты. Стратиграфически выше последней на южном крыле складки располагается толща пород, аналогичных таковым среднепалеозойской мамхурцевской свиты в верховьях Большой Лабы [304]. На них в нормальной стратиграфической последовательности налегают лейасовые отложения, также находящиеся в опрокинутом залегании. По данным Д.И. Панова [69], они расчленяются здесь на кистинскую, циклаурскую и сорскую свиты. Далее к югу их сменяют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы байоса.

В восточном направлении Клычская антиклиналь скрывается под Штавлерским покровом, а в западном прослеживается на несколько десятков километров по простиранию. В долине р. Аманауз, одного из истоков Теберды, ее строение изменяется (см. рис. 7, профиль I). Здесь редуцировано северное крыло антиклинали. В результате с лейасовыми породами юрской Домбайской депрессии контактируют по субвертикальному разлому биотитовые сланцы и гнейсы гвандринской свиты. Южнее, в верховьях р. Аманауз, появляются амфиболиты клычской свиты. Породы этих двух свит круто наклонены на север. В этом пересечении перечисленные свиты, следовательно, образуют опрокинутую на юг моноклиналь, осложненную серией небольших, в десятки—сотни метров, второстепенных складок (рис. 35). Эту моноклиналь и Клычскую антиклиналь в целом можно рассматривать как результат чешуйчатого надвигания протерозойских пород с юга на север, аналогичного тому, которое имеет место в Осетии, в пределах Адайхохского поднятия (см. рис. 5, профиль VII).

Приведенное описание позволяет охарактеризовать основные особенности, типичные для дислокаций данного типа на Большом Кавказе.

1. Основной формой проявления дислокаций являются надвиги, развивающиеся из послойных срывов и в силу этого ориентированные в большинстве случаев согласно или почти согласно со смещаемыми ими отложениями. Реже (во фронтальной части надвигов) образуются взбросы и антиклинальные складки.

2. Все дислокации имеют дисгармоничный характер, охватывают какую-то часть осадочно-метаморфического чехла и затухают на глубине; следовательно, они не связаны непосредственно с подвижками более глубоких частей структуры.

3. Нет какого-либо одного исключительного направления наклона этих разрывов и соответственно нет одного направления перемещения по ним. Надвиги и взбросы могут быть наклонены как на север, так и на юг, перемещения по ним происходят в первом случае с севера на юг, во втором — с юга на север. Нередко в одном поперечном сечении можно видеть разрывы обеих ориентаций.

4. Если по отношению к странам света какие-либо закономерности в ориентировке надвигов и взбросов этого района отсутствуют, то они вполне очевидны по отношению к основным прогибам и поднятиям. Все надвиги и взбросы без исключения располагаются на смыкающих крыльях этих прогибов и поднятий, наклонены в сторону прогибов (если не опрокинутыми вместе с нарушаемыми отложениями). Направление движения материала слоистых толщ — из прогибов в сторону поднятий, т.е. вверх по восстанию слоев, под действием сил, ориентированных параллельно плоскостям слоистости.

Дислокации того же типа описаны в других районах Кавказа, в Карпатах, на Памире и в Тянь-Шане, в Донбассе и Карагандинском бассейне, во многих регионах Советского Союза. Они широко распространены в разновозрастных складчатых сооружениях других стран и континентов. Дислокации, связанные с послойным перемещением материала отмечаются не только в более или менее сложно построенных складчатых областях, но и на платформах.

Складчатость общего смятия

Линейная, или полная, складчатость на рассматриваемой территории имеет подчиненное значение и покрывает разобщенные полосы общекавказского простирания. Одна из наиболее значительных полос линейных складок протягивается в Горной Осетии по северной периферии поля развития флишевых отложений непосредственно южнее моноклинали "основных сланцев".

В бассейне р. Фиагдон наиболее полно представлена самая северная из этой группы складок — синклиналь, которую можно назвать Куфтинской (см. рис. 5, профиль X). Здесь это прямая симметричная синклиналь, крылья которой наклонены под углом 60—70°. Размер складки в поперечнике равен приблизительно 4 км. В ядре ее располагается нижнемеловой песчано-сланцевый флиш. На северном и южном крыльях вскрываются нижнемеловые млетская и светлая мергельная свиты; между ними можно предполагать существование пачки известняков свиты эдисси. На запад складка постепенно сужается (до 1,5 км в долине Ардона), приобретает изоклинальный характер и несколько опрокидывается к югу (см. рис. 5, профиль VII). На северном ее крыле в этом сечении отсутствует карбонатный флиш, в результате чего терригенный флиш непосредственно соприкасается со среднеюрскими породами. Курфутинская синклиналь на востоке кулисообразно подставляется синклиналью, наблюдаемой в долине Байдары, в районе ее впадения в Терек у с. Коби (см. рис. 5, профиль XII). Ее можно назвать Кобийской. В ядре синклинали вскрывается верхнеюрская известняковая свита ципори, на крыльях — мергельная свита бахани. Северное крыло опрокинуто и наклонено в северном направлении на 75°, южное (нормальное) наклонено под углом 55—60° в ту же сторону. Замок острый, с крутым перегибом слоев. Ширина складки около 4 км.

Большой интерес представляет характер сочленения северного крыла Курфутинской и Кобийской синклиналей с "основными сланцами". Прежде всего обращает на себя внимание то, что ориентировка северных крыльев синклиналей совпадает с ориентировкой "основных сланцев" в каждом данном сечении (см. рис. 5, профили VII, X, XII). Контакт "основных сланцев" и флишевых толщ исходно является нормальным стратиграфическим. В ряде случаев были обнаружены базальные слои флишевых отложений с галькой пород "основных сланцев". Однако не вызывает сомнения и тот факт, что вдоль контакта проходит разрыв. Ориентировка разрыва, насколько это удалось уста-

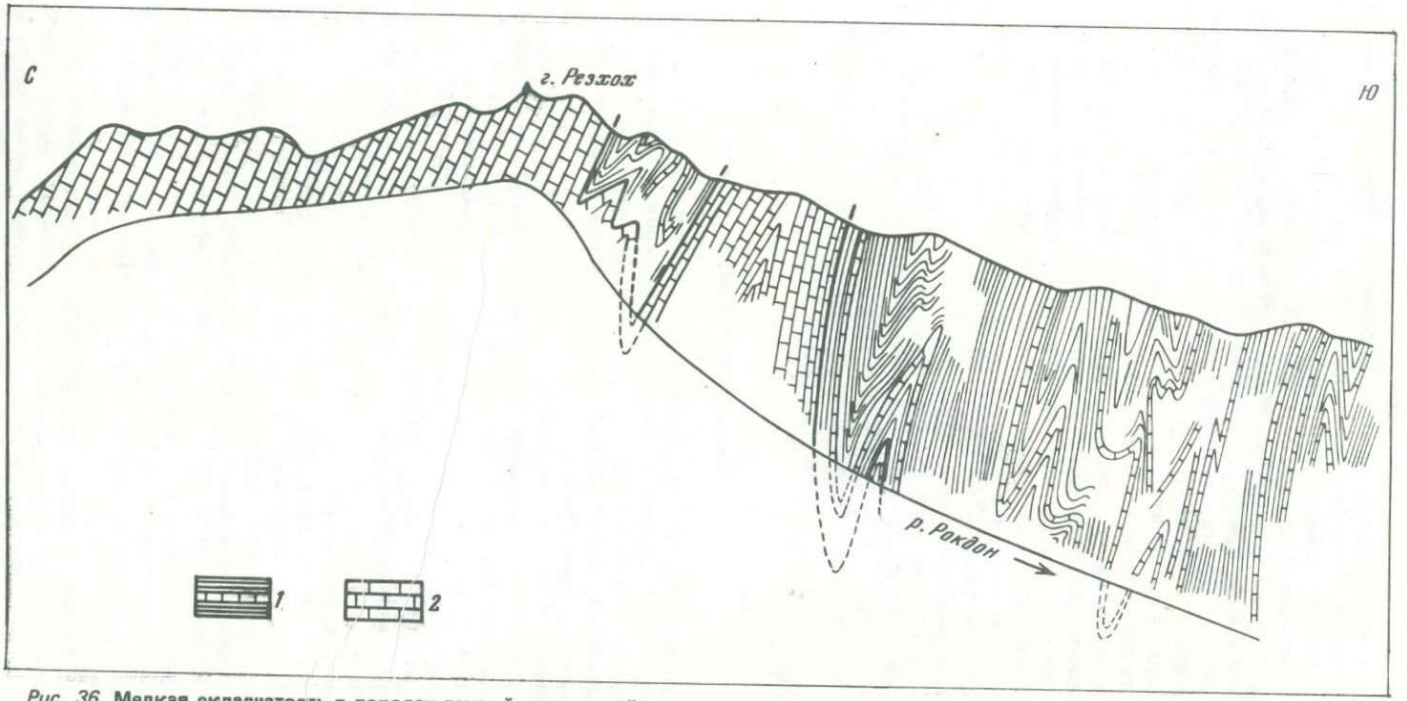


Рис. 36. **Мелкая складчатость в породах темной мергельной свиты на южном крыле Техтинской антиклинали (верховья р. Рокдон)**
1 — темная мергельная свита (валанжин); *2* — известняковая свита (верхняя юра)

новить, во всех случаях совпадает с ориентировкой слоистости. Разрыв, следовательно, представляет срыв по стратиграфическому контакту.

К югу от Курфутинской синклинали располагается антиклиналь сходных размеров, которая обычно выделяется под названием Техтинской (см. рис. 5, профили VII, X). Это изоклинальная, опрокинутая на юг под углом 70–80° складка, в которой вскрыты свиты, относящиеся к верхней юре. Она достигает 2–2,5 км в поперечнике. В долине р. Гинатдон можно видеть замок антиклинали, для которого характерно значительное увеличение мощностей слоев по сравнению с крыльями складки. В верховьях Байдары этой складке соответствует асимметричная антиклиналь, которую можно назвать Байдарской (см. рис. 5, профиль XII). Местами эти антиклинали осложнены стреловидными складками второго порядка, которые особенно интенсивно развиты в верховьях рек Терек и Арагва. Кроме того, Байдарская антиклиналь нарушена в этом районе разломом, наклоненным в северном направлении и подрезающим ее южное крыло.

Техтинская антиклиналь на юге сопрягается с крупной синклиналью (см. рис. 5, профиль VII), которую Г.П. Леонов (1957 г.) предложил назвать Мамиссонской. Она выполнена млетской свитой, которая собрана в мелкие дополнительные складки треугольной формы с острыми замками. В районе Рокского перевала Мамиссонская синклиналь, по-видимому, отсутствует (см. рис. 5, профиль X), хотя есть соответствующий ей участок, сложенный темной мергельной (млетской) свитой, смятой в серию небольших почти изоклинальных складок (рис. 36). В верховьях Арагвы (см. рис. 5, профиль XII) существует аналог описываемой складки – синклиналь, которую можно назвать Гудаурской. Она протягивается несколько южнее Крестового перевала и выполнена отложениями свит млетской и эдисси. Общая ширина синклинали 4 км. Последней из серии этих складок (на западе) является антиклиналь (которую можно назвать Гинатхохской) (см. рис. 5, профиль VII), слагаемая верхнеюрским флишем. Антиклиналь эта, как и Техтинская, имеет изоклинальную форму и опрокинута на юг под углом около 80°. В сечении по профилю X она уменьшается в размерах и теряется между второстепенными складками, которые очень хорошо видны в верховьях р. Рокдон (см. рис. 36). Антиклиналь (Эретская), аналогичная Гинатхохской, но меньших размеров, существует и в долине Арагвы.

Нам не удалось наблюдать перехода от полосы перечисленных линейных складок к зоне коробчатых складок в долине Большой Лиахвы, так как небольшой интервал профиля X (см. рис. 5), соответствующий долине р. Ерманидон (левый исток Большой Лиахвы), по условиям обнаженности, остался неизученным. Зато очень хорошо обнажен соответствующий интервал западнее, на водоразделе рек Гинатдон и Кешельтадон (рис. 37). Переход от моноклинали флишевых пород, обнажающейся по Кешельтадону и заменяющей здесь зону коробчатых складок, к южному крылу Гинатхохской антиклинали осуществляется через крупную синклинальную складку, которую можно назвать Зекарской. Ее северное крыло сильно осложнено более мелкими дисгармоничными складками. Наиболее крупная из них – Зекарская антиклиналь. В скальных обрывах на левом борту долины р. Гинатдон, между горами Зекара и Саухох, очень четко выражен замок антиклинали. Мощности слоев в замке сильно увеличены по сравнению с мощностями тех же слоев на крыльях. Вследствие этого гипсометрически вверх замок антиклинали становится все более резко выраженным, приобретает стреловидную форму; в то же время гипсометрически ниже его очертания смягчаются, становятся все более и более плавными. Экстраполируя эти изменения вниз, можно предполагать, что на какой-то глубине (ниже эрозионного вреза) Зекарская антиклиналь совсем или почти совсем исчезает.

Точно определить время образования описанной выше группы линейных складок северной периферии Южно-Кавказской ступени затруднительно. Наиболее молодыми отложениями, участвующими в этих складках, являются нижнемеловые (доальбские) терригенно-флишевые породы. В то же время эти складки оказываются срезанными предакчагыльской эрозионной поверхностью выравнивания. Таким образом, образование этих дислокаций произошло в интервале от конца нижнего мела до середины плиоцена.

Для того чтобы понять, какие изменения в строении этих складок возможны на глубине, рассмотрим некоторые особенности этой группы дислокаций. Во всех тех случаях, когда удается детально изучить структуру древнего основания Центрального Кавказа, оказывается, что для нее (не считая мелкой осложняющей складчатости)

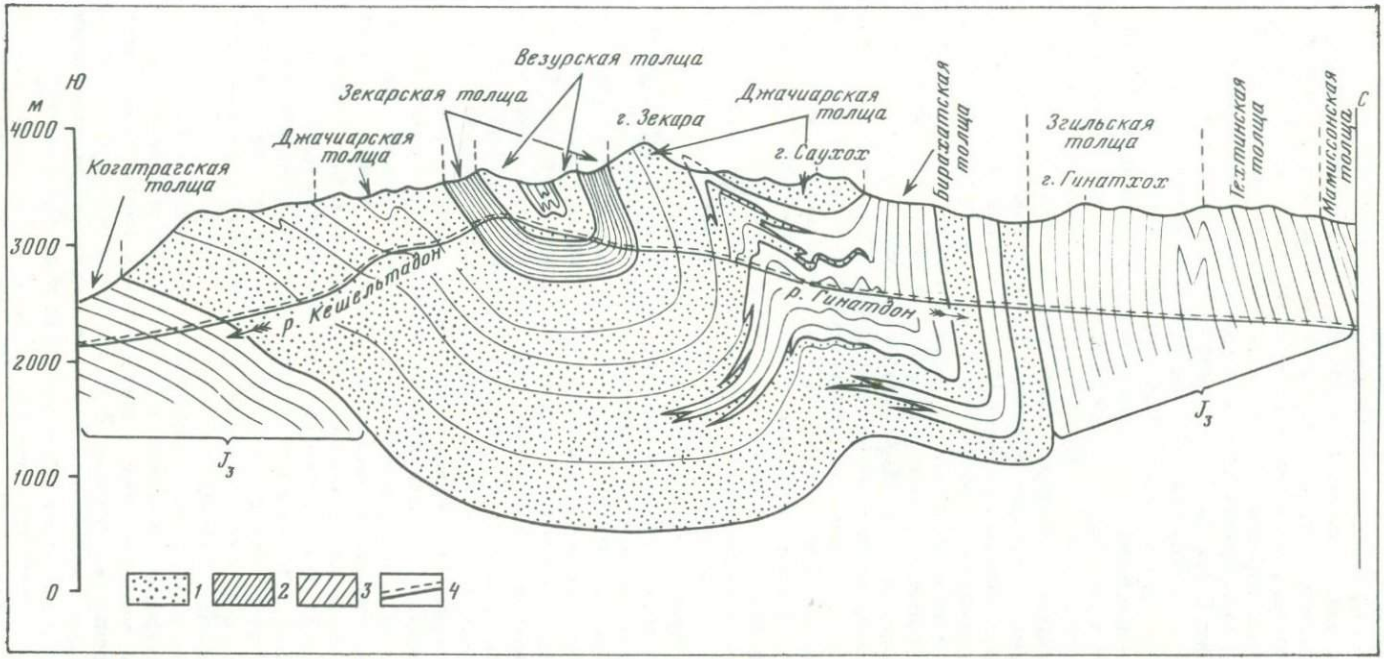


Рис. 37. **Строение Зекарской синклинали (все названия выделенных толщ даны по Г.П. Леонову и др.)**

1 — песчаники и глинистые сланцы; *2* — глинистые сланцы и алевролиты; *3* — известняки и мергели с подчиненными прослоями песчаников и глинистых сланцев; *4* — уровень современного эрозионного среза

типичными являются крупные простые складки коробчатой или куполообразной формы, чешуйчато-надвиговые дислокации, но не группы линейных складок. Исходя из этого, складки северной периферии Южно-Кавказской ступени, обладающие существенно иной формой, можно считать образованиями приповерхностными, покровными. О том же говорят и простые геометрические построения – изоклинальные (в полном смысле слова) складки не могут продолжаться на сколько-нибудь значительную глубину. Это дает основание предполагать, что указанные дислокации являются нарушениями дисгармоничными и на некоторой глубине, по-видимому, отсутствуют.

Подобное исчезновение складок вниз по разрезу может совершаться либо постепенно, либо достаточно резко. В последнем случае непосредственно ниже складок можно предполагать существование одного или нескольких срывов, отделяющих их от более глубоких зон, где такие складки уже отсутствуют. Одним из них может быть послойный срыв, отделяющий описываемые складки от иначе дислоцированных нижне-среднеюрских пород моноклинами "основных сланцев" и проходящий вдоль поверхности трансгрессивного контакта пород верхней юры—нижнего мела с отложениями средней юры. Мы предполагаем поэтому, что отложения, древнее верхнеюрских, в образовании этих складок не участвуют.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Как следует из приведенных в предыдущих главах материалов, формирование тектонической структуры Большого Кавказа как части Средиземноморского складчатого пояса началось в рифее и продолжалось в палеозое, мезозое и кайнозое. Рост горного сооружения происходит и в настоящее время. На протяжении этого огромного интервала геологической истории на рассматриваемой территории завершилось или почти завершилось не менее двух полных циклов геосинклинального развития, по меньшей мере трижды происходили существенные структурные перестройки. Развитие Кавказа в течение этого времени рассмотрено нами ранее [232]. Здесь же дается краткое изложение только основных особенностей этого развития, необходимое для суждения о механизме формирования структуры Большого Кавказа.

В рифее, т.е. в течение байкальского этапа развития, территория Большого Кавказа целиком входила в состав Крымско-Кавказско-Балханского эвгеосинклинального трога, в пределах которого накопились мощные толщи осадочных и вулканогенных отложений. Ограничивающее этот трог с севера поднятие, входившее, вероятно, в состав древней Восточно-Европейской платформы, включало территорию Ставропольского поднятия, где рифей отсутствует, и (судя по геофизическим данным) Восточное Предкавказье. Приближение к этому поднятию может объяснять сокращение полноты разреза древних толщ, отмечаемое в Лабино-Малкинской зоне. Южный борт этого трога проходил, по-видимому, в пределах Малого Кавказа. Судя по субмеридиональным простираниям карельских структур в прилегающей части Восточно-Европейской платформы, "просвечивающих" сквозь кавказские простирания рассматриваемого сооружения в течение всего фанерозоя, а также по сравнительно небольшому содержанию основного вулканогенного материала в составе рифейских пород, этот трог заложился на континентальной коре, входившей, вероятно, в состав Восточно-Европейской платформы. К венду развитие видимой, Центрально-Кавказской (и, по-видимому, Дзирульской) части этого трога закончилось, выполнявшие его отложения испытали региональный метаморфизм и были смяты в серию достаточно пологих валообразных антиклинальных и корытообразных синклинальных складок, осложненных надвигами и имеющих в общем кавказское простирание (см. рис. 2).

Каледонский этап развития характеризуется платформенным режимом. Он включает венд и кембрий. Относительно ордовика и силура, которые мы также относим к платформенному этапу развития, определенность в настоящее время отсутствует. Не кажется решающим в этом отношении обнаружение силурийских отложений в герцинской геосинклинальной зоне Передового хребта (ибо сходные литологически одновозрастные отложения известны и за пределами этой зоны) и присутствие среди них основных вулканогенных пород (так как такие породы могут формироваться и в платформенных условиях). Наиболее важно нахождение в зоне Передового хребта аллохтонного досилурийского комплекса основных (в том числе эффузивных) и ультраосновных пород.

По мнению А.А. Белова и В.Л. Омельченко [22], Е.В. Хаина [283], установленная

здесь последовательность пород соответствует той, которая известна в разрезах земной коры—верхней мантии океанического типа (но находится в перевернутом залегании). Это истолковывается как признак существования в раннем палеозое коры океанического типа. Наиболее вероятно с этой точки зрения существование в это время непосредственно южнее зоны Передового хребта неширокой полосы с корой океанического типа (Архызская зона Е.В. Хаина), которая вместе с зоной Передового хребта, также возникшей на океанической коре, была окружена с севера и юга территорией с континентальной корой (зоны Главного хребта и Лабино-Малкинская). Предполагается, что в результате предсреднекаменноугольного скучивания океаническая кора Архызской зоны была шарьирована на территорию зоны Передового хребта, а сама Архызская зона полностью перекрыта надвигами пород Главного хребта. Были высказаны представления об аллохтонном характере структуры Передового хребта в целом (Г.И. Баранов, И.И. Греков, 1980 г.).

Существуют, однако, данные, которые позволяют существенно иначе представить развитие структуры этой части Центрального Кавказа. В западной части Передового хребта, в пределах Блыбского поднятия, обнажаются кристаллические сланцы и гнейсы, которые по сопоставлению с другими разрезами Центрального Кавказа можно датировать рифеем. Располагающиеся выше среднепалеозойские толщи Передового хребта, по мнению некоторых исследователей, налегают на метаморфические породы нормально стратиграфически, с перерывом [71, 224]. Более поздние срывы по контакту, внедрения пластовых интрузивных тел маскируют первоначальные соотношения. Сходная картина устанавливается на северном крыле зоны в бассейне р. Бескес. Следовательно, можно полагать, что кристаллический фундамент зоны Передового хребта принципиально не отличается от фундаментов смежных зон Лабино-Малкинской и Главного хребта. Ни тот, ни другой, ни третий нельзя назвать океаническим.

Предположению об аллохтонности всего комплекса палеозойских пород Передового хребта противоречат упоминавшиеся данные о возможном стратиграфическом контакте между ними и более древним кристаллическим основанием. Но собенно существенны уже отмечавшиеся материалы о фациальных и мощностных изменениях среднего палеозоя Передового хребта. Согласно этим материалам, максимальные мощности пород указанного возраста приурочены к осевой части зоны Передового хребта, а к его северной и южной периферияm мощности одновозрастных толщ существенно уменьшаются. Одновременно происходят и фациальные изменения. Например, основные вулканогены осевой части зоны замещаются кислыми. Все это свидетельствует о приближении к смежным поднятиям, ограничивавшим прогиб Передового хребта в среднепалеозойское время. В современной структуре зона Передового хребта представляет прогиб, ограниченный поднятиями зон Лабино-Малкинской и Главного хребта. Естественно предположить, что это те самые прогиб и поднятия, которые выявляются по данным о распределении мощностей и о фациальных изменениях среднепалеозойских пород зоны.

Если же исходить из представлений об аллохтонности структуры Передового хребта в целом, то необходимо предположить, что комплекс слагающих его пород был сформирован в каком-то одном прогибе (местоположение его неясно), ограниченном поднятиями, а затем сорван со своего основания и перемещен на некоторое расстояние так, что попал в пределы другого прогиба подходящего размера, в котором и находится в настоящее вермя. Искусственность подобного предположения представляется очевидной.

В том случае, если зону Предового хребта считать автохтонной и ограниченной смежными поднятиями, к югу от нее не остается места для Архызской зоны с океанической корой.

Выделение Архызской зоны с корой океанического типа в значительной степени основывается на предположении о нижнепалеозойском возрасте пород досилурийских тебердинской и карабекской свит. Предположение это, однако, какими-либо прямыми или косвенными данными не подтверждается. По нашему мнению, породы этих свит, судя по составу, аналогичному таковому хасаутской свиты в восточной части Центрального Кавказа, следует сопоставлять с этой свитой и датировать верхним рифеем. В таком случае необходимость в выделении особой палеозойской зоны, откуда поступали аллохтонные пластины Передового хребта, отпадает. Как отмечает Ю.Я. Потапенко [133], состав прослоев песчаников среди силурийских фтанитов Передового хребта свидетельствует об их образовании за счет размыва сиалических пород. Это позволяет считать, что в силурийское время кора океанического типа не сущест-

вовала. Обломочный материал из пород офиолитового комплекса появляется, по данным Ю.Я. Потапенко, только в среднедевонских отложениях зоны Передового хребта.

Присутствие пластин ультраосновных пород в аллохтонном комплексе Передового хребта также не связано однозначно с представлением об океанической коре и океанической палеогеографической обстановке. И.И. Белостоцкий и Р.В. Колбанцев [24] пришли к заключению, что аллохтонные офиолиты в Динаридах не представляют собой исходный древний фундамент океанического бассейна, и имеют интрузивную природу. Они внедрились в виде мощных пластовых тел и только после этого были тектонически перемещены и шарьированы. Возможно, нечно подобное произошло и в данном случае. Что касается остальных пород аллохтона — вулканогенных и осадочных (терригенных, кремнистых), то имеются данные, свидетельствующие о том, что породы этих типов, образовавшиеся в геосинклинальных условиях, существенно отличаются от таковых, возникших в океанической обстановке [81, 280, 286, 287]. Поэтому обнаружение их в полосе Передового хребта или в другой эвгеосинклинальной зоне не может считаться само по себе основанием для предположения о былом существовании здесь именно океанического бассейна.

Обратимся в связи с этим еще раз к положению ультраосновных пород в структуре Центрального Кавказа. Если не говорить об аллохтонных телах, происхождение которых служит предметом обсуждения, то бóльшая часть пород этого состава расположена по периферии зоны Передового хребта (см. рис. 3). Особенно хорошо это видно в западной части последней, где на южном ее крыле, в пределах Блыбского поднятия, располагается целая серия конформных пластовых тел серпентинитов, наклоненных на север, под зону Передового хребта. На северном крыле аналогичные тела наклонены в южном направлении. В зонах Лабино-Малкинской и Главного хребта аналогичные образования отсутствуют (единственное исключение — Малкинский серпентинитовый массив). Из этой картины возникает представление о том, что породы протерозойского фундамента зоны Передового хребта расслоены серией пластовых тел серпентинитового состава (см. рис. 7, профиль IV).

Напомним в связи с этим, что консолидированная часть земной коры эвгеосинклинальных трогов Кавказа (к их числу относится и зона Передового хребта), по нашим представлениям [232], в ходе формирования этих трогов испытала переработку, результатом которой было ее вторичное утонение. Нижняя часть коры приобретала плотностные свойства мантии или "базальтового" слоя. Явная территориальная и структурная связь упомянутых серпентинитов с прогибом Передового хребта позволяет рассматривать образование этих серпентинитов как результат такого процесса преобразования, вторичной "океанизации" (без океанической палеогеографии) земной коры эвгеосинклинального трога. Рассмотренные соотношения, кроме того, противоречат представлению об аллохтонном характере палеозойского комплекса пород Передового хребта в целом. Получается, что уже в предсреднепалеозойское время там, где в среднем палеозое возник прогиб Передового хребта, происходили процессы переработки коры. Такое предварение тектонических процессов магматическими отмечалось и в других случаях [232].

Возникает противоречие между определениями возраста серпентинитов по радиологическим (поздний докембрий—ранний палеозой) и геологическим (послесилурийские—досреднедевонские) данным. Вероятно, в первом случае определяется время формирования серпентинитов как пород, а во втором — время внедрения пластовых тел серпентинитов в зоне Передового хребта.

Обратимся к аллохтонным пластинам Передового хребта. Отметим, что отдельные компоненты того комплекса пород, который рассматривается в качестве океанической коры, находящейся в аллохтонном залегании, встречаются порознь в смежных частях Центрального Кавказа. Так, метаморфические породы (верхнекольтюбинской подсвиты), по составу и степени метаморфизма аналогичные таковым тебердинской свиты, широко распространены в аллохтонном залегании в зоне Главного хребта, по периферии Софийской и Кишинской антиклиналей (см. рис. 3). Карабекская свита, слои диабазов—полосчатых габброидов и серпентинитов здесь отсутствуют. В то же время согласные пластовые тела серпентинитов широко развиты среди кристаллических сланцев Блыбского и Беденского поднятий (при отсутствии остальных компонентов разреза аллохтона Передового хребта). В самой зоне Передового хребта соотношения между

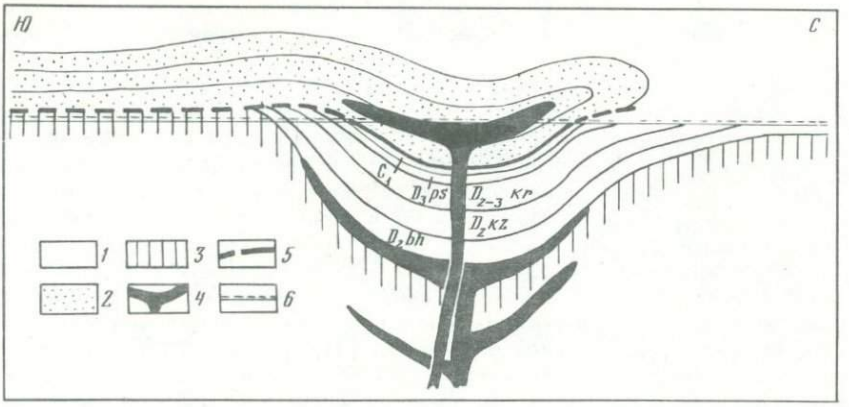


Рис. 38. **Возможное строение прогиба Передового хребта и Марухского покрова в предпозднепалеозойское время**

1 — средний палеозой; *2* — тебердинская и карабекская свиты (рифей?); *3* — макерская серия (рифей); *4* — серпентиниты; *5* — плоскость надвига; *6* — уровень предпозднепалеозойского среза. Свиты: C_1 — кольтюбинская, D_3ps — пастуховская, $D_{2-3}kr$ — картджюртская, D_2kz — кизилкольская, D_2bh — бахмуткинская

компонентами аллохтона могут варьировать (напомним о выпадении из разреза карабекской свиты в бассейне Теберды).

Поэтому можно допустить, что последовательность пород, послужившая основой для представления об океанической коре, сложилась в результате совмещения (пусть маловероятного, но не невозможного) самостоятельных, друг с другом не связанных ни пространственно, ни генетически пород разного возраста и происхождения. Так, породы тебердинской и, возможно, карабекской свит, сопоставляемые с хасаутской свитой протерозоя, могли быть надвинуты в виде лежачей антиклинали (рис. 38), сходной с Гондарайской антиклиналью и Штавлерским покровом (см. рис. 7, профили II, III) из зоны Главного хребта, где породы этого возраста в среднем палеозое могли быть распространены гораздо шире, чем в настоящее время. В то же время серпентиниты возможно сформировались в результате интрузивных или протрузивных (как в Блыбском и Беденском поднятиях) процессов.

Более поздние движения по разломам Пшекиш-Тырныаузской зоны, по-видимому, уничтожили или скрыли от наблюдения часть этой предполагаемой картины.

Судя по тому, что серпентиниты при этом не были радиометрически омоложены, это внедрение носило протрузивный характер. Поэтому контакты их с вмещающими породами можно считать тектоническими. "Контакты гипербазитов с выше- и нижележащими породами всегда сорваны", — пишет Е.В. Хаин [288, с. 70].

Существует еще один способ проверки предположения о существовзнии в палеозое океанического бассейна в зоне Передового хребта и (или) к югу от нее. Этот способ заключается в выяснении сопоставимости или несопоставимости догерцинских структур зон Лабино-Малкинской и Главного хребта. Хотя данных этого рода пока недостаточно, все же имеющиеся материалы ясно говорят об их сопоставимости, стыкуемости. Это достаточно ясно видно в северо-восточной части кристаллического ядра Центрального Кавказа, где вырисовывается восточная периклиналь Тырныаузской антиклинали. При этом ядро и северное крыло складки располагаются севернее зоны Передового хребта, а южное крыло — южнее. Если в палеозое эти две зоны (Лабино-Малкинская и Главного хребта) были вполне самостоятельны и независимы друг от друга и разделялись океаническим бассейном в сотни или тысячи километров шириной, такое соотношение выглядело бы как удивительная случайность. С точки зрения представлений о троговой природе среднепалеозойского прогиба Передового хребта, возникшего на байкальском основании, к тому же резко сужающегося, а затем выклинивающегося в восточном направлении, подобное соотношение структурных элементов этих двух зон вполне естественно.

Не спасает гипотезу о существовании океанического бассейна и предположение о том, что зоны Лабино-Малкинская и Главного хребта — части единого ранее массива,

возникшие при его расколе и дальнейшем раздвиге в процессе образования такого бассейна. Это предположение подразумевает, что раздвинутые на ширину бассейна эти две части при последующем сближении совместились таким образом, что соответствующие друг другу элементы их структур опять совпали. Маловероятность подобного предположения представляется очевидной.

Таким образом, приблизительно на границе раннего и среднего девона возникли Крымско-Северо-Кавказский и Южно-Кавказский эвгеосинклинальные троги герцинского этапа развития Большого Кавказа. Они разделялись и окружались межтроговыми (или внетроговыми) выступами консолидированной земной коры региона. К числу выступов относятся зоны Лабино-Малкинская и Главного хребта, Восточного Кавказа, Грузинская и Азербайджанская глыбы. Во время заложения трогов еще отсутствовали те многочисленные тела средне- и позднепалеозойских гранитов, которые сформировались затем в пределах выступов консолидированного основания. Однако это, по нашему мнению, не противоречит отнесению основания, на котором заложились герцинские троги, к земной коре континентального типа. Рифейские породы, слагающие это основание, испытали региональный метаморфизм амфиболитовой фации к началу кембрия (и, вероятно, даже венда) и, по-видимому, входили в состав "гранитного" слоя того времени. Формационный состав мощных рифейских пород, среди которых, как уже упоминалось, основные эффузивы играют подчиненную роль, также не свидетельствует в пользу отнесения их к коре океанического типа.

Возникновение герцинских трогов после периода господства платформенного режима, их соотношение с основными структурами байкальского этапа дают основание говорить об их наложенном характере [232]. Это подтверждается соотношением границ этих трогов с элементами внутренней структуры поднятий Главного хребта и Лабино-Малкинского на Центральном Кавказе. Как уже отмечалось, контуры трогов срезают под самыми различными углами, рассекают или поглощают различные элементы складчатой структуры рифейских пород. При этом выявляемая в отдельных случаях сопоставимость отдельных частей складчатой структуры, располагающихся по разные стороны трога (это проявляется в восточной части зоны Передового хребта), свидетельствует об отсутствии заметных сдвиговых смещений по ограничивающим трог разломам.

Возникнув в конце раннего—начале среднего палеозоя, расчленение на перечисленные геосинклинальные троги и межтроговые глыбы просуществовало в течение всего герцинского и большей части альпийского этапов развития территории Большого Кавказа. Хорошо известно, что в Южно-Кавказском троге интенсивное осадконакопление, прерываемое местами кратковременными поднятиями, продолжалось в девоне, карбоне, перми, триасе, юре, мелу, частично в кайнозое. За это время здесь накопилась толща осадочных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 20—40 тыс. м. Сходная картина наблюдается в Крымско-Северо-Кавказском троге. Здесь геосинклинальные палеозойские отложения известны в полосе Передового хребта Центрального Кавказа. В той большей части трога, которой отвечают Горный Крым и Индоло-Кубанский прогиб, они предполагаются на основании анализа сейсмических профилей, а также некоторых геологических сопоставлений [232, 310].

Завершается развитие этих трогов (или их частей) в разное время. Крымско-Северо-Кавказский трог в наиболее широкой части, отвечающей Индоло-Кубанскому прогибу, испытывал устойчивое опускание в течение как герцинского, так и альпийского этапа. Западная часть трога, соответствующая Горному Крыму, интенсивно прогибалась до конца средней юры. В поздней юре—начале раннего мела здесь еще накапливались флишевые отложения, после чего тектонический режим стабилизировался. Восточная часть трога (зона Передового хребта Центрального Кавказа) интенсивно опускалась в среднем палеозое, затем, после относительно кратковременного поднятия, прогибания возобновились, но не меньшей территории и продолжались по середины перми. В позднепермское—триасовое время эта часть Крымско-Северо-Кавказского трога окончательно теряет свои геосинклинальные тенденции. В отличие от нее только отдельные небольшие части Южно-Кавказского трога (Сванетский антиклинорий, Адайхохское поднятие) превращаются в области размыва и сокращенного осадконакопления в конце герцинского этапа. Зоны Лабино-Малкинская, Главного хребта и Восточного Кавказа, Дзирульский массив с их сокращенными мощностями герцинского и альпийского комплексов пород разделяют и окружают эти прогибы.

Таким образом, в течение всего герцинского и большей части альпийского этапов развитие Большого Кавказа контролируется одним и тем же тектоническим планом. Это не означает, конечно, что за указанное время никаких изменений вообще не произошло. Главные из таких изменений перечислены выше. Но эти изменения не достаточны для того, чтобы говорить о перестройке структурного плана [310]. Преобразования на границе герцинского и альпийского этапов сводятся к некоторому сокращению Крымско-Северо-Кавказского трога и почти не затрагивают Южно-Кавказский. Троги характеризуются "сквозным" прогибанием в течение герцинского и альпийского этапов[1]. Зоны Главного хребта и Лабино-Малкинская Центрального Кавказа, Грузинская глыба и аналогичные структуры являются "сквозными" поднятиями в течение герцинского и большей (геосинклинальной) части альпийского этапов. Не устанавливается и период платформенной стабилизации, разделяющий эти два этапа развития. Все перечисленные изменения совершаются в рамках одного и того же структурно-тектонического плана. Поэтому в данном случае можно говорить не о перестройке плана, а только об эволюции отдельных структурных элементов, не приводящей к качественному изменению структурно-тектонического плана. На границе герцинского и альпийского этапов развития в рассматриваемой части Средиземноморского складчатого пояса не происходит никаких принципиальных изменений ни тектонического плана, ни режима развития, ни магматизма, которые позволили бы говорить о завершении одного тектонического этапа и начале нового.

Следует, по нашему мнению, говорить о едином герцинско-альпийском этапе развития. То поднятие, которое предшествовало юрской трансгрессии и которое обычно рассматривается как результат завершения герцинского этапа, возможно, является отзвуком событий, происходивших в Урало-Монгольском поясе, где в это время оканчивается геосинклинальное развитие.

Эта дифференциация рассматриваемой территории сохранилась без существенных изменений вплоть до второй половины миоцена, когда наступила орогенная стадия, сопровождавшаяся значительной тектонической перестройкой. Возникли горные сооружения Большого и Малого Кавказа и межгорные впадины, началось накопление грубообломочных молассовых отложений.

---

[1] Угловое несогласие в основании юрских отложений Южно-Кавказского трога не противоречит, по нашему мнению, идее о "сквозном" развитии. "Сквозное" развитие мы считаем возможным отождествлять с унаследованным развитием или считать его наиболее полным проявлением унаследованности.

Часть 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

Основные структурные ступени

В свете всего сказанного выше о морфологии основных структурных ступеней и характере распределения осадочных, эффузивных и интрузивных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя кажется неизбежным вывод о том, что перечисленным структурным ступеням Большого Кавказа соответствуют крупные блоки земной коры, разделенные глубинными швами. Непосредственно наблюдаемые в ряде случаев переходы между комплексами отложений двух смежных ступеней, особенно четкие на границе Северо- и Южно-Кавказской ступеней по р. Фиагдон (см. рис. 9), свидетельствуют о том, что различия в разрезах ступеней нельзя связывать со сближением по надвигам отложений тектонических зон, первоначально удаленных друг от друга на большие расстояния.

Мы считаем более правильным говорить о глубинных швах, а не о глубинных разломах. Наблюдения показывают, что основные структурные ступени сочленяются через флексуры, т.е. с сохранением связности. Это справедливо как для альпийского осадочного чехла, так и для доальпийского (в том числе гранито-гнейсового) фундамента, который участвует в дислокациях мезозойско-кайнозойских отложений, испытывая пластические дислокации. Поэтому термин "блок" используется только в кинематическом смысле: он означает обособленные участки земной коры, по направлению или скорости вертикальных движений отличные от смежных участков; каждый такой участок движется как единое целое, а если и распадается на более мелкие, то амплитуда и скорость движения последних оказываются значительно меньшими по сравнению с амплитудой и скоростью движения основного участка (блока). Поэтому нам кажется неправильным связывать образование основных структурных ступеней с заранее существующими разломами и считать соответствующие им блоки механически жесткими телами. Кроме того, блоки первого порядка разделены на серию блоков второго порядка, соответствующих ступенчато-коробчатым складкам, и уже по одному этому не могут быть механически монолитными, жесткими массивами.

Все морфологические особенности основных структурных ступеней приводят к мысли о том, что соответствующие им блоки земной коры — результат дифференцированных вертикальных движений. В пользу такой интерпретации свидетельствуют также факты, относящиеся к геологической истории этого же сооружения. Они говорят о длительном (со среднего девона, т.е. в течение 350 млн. лет) унаследованном[1] развитии основных структур Кавказа.

Если при изучении вертикальных перемещений земной коры всегда можно найти естественную нулевую точку отсчета (уровень океана, моря, озера с различными поправками на эвстатические колебания и т.д.), то для горизонтальных движений земной коры такого естественного исходного репера нет. Можно судить только о сохранении или несохранении взаимного пространственного расположения тех или иных тектонических, структурных, фациальных и прочих зон в ходе геологического развития. Считается, что в течение того времени, пока их взаимное расположение не меняется, горизонтальные движения существенной роли не играют. Если же горизонтальные движения проявляются, то взаимное расположение таких зон должно измениться (перестройка структурно-тектонического плана, возникновение новой системы прогибов и поднятий,

---

[1] Под унаследованностью понимается длительное, в течение многих геологических периодов сохранение однонаправленности развития (поднятие, опускание) основных структурных элементов складчатой области (вне зависимости от того, с какими силами эти поднятия и опускания связаны).

разломов, антиклинориев и синклинориев, ориентированных под тем или иным углом к прежней системе, для чего, как известно, даже не требуется переориентировки таких движений).

Одним из существенных элементов структуры многих складчатых сооружений считаются (кроме надвигов) шарьяжи и покровы, амплитуда перемещения которых измеряется десятками и сотнями километров. В результате подобных перемещений образуются перекрытия молодых пород более древними. Известны случаи, когда в различных соотношениях чередуются одновозрастные отложения, принадлежащие различным фациальным зонам геосинклинальной области. Тогда для восстановления первичной фациальной зональности приходится "возвращать" соответствующие покровные пластины в исходное положение, выясняя теми или иными способами, каковы были их первичные пространственные соотношения. Очевидно, что при наличии таких структур ни о какой унаследованности речи быть не может, так как местоположение пород, по фациальным или мощностным характеристикам которых можно было бы установить распределение допокровных поднятий и прогибов, в ходе покровообразования полностью изменено. И те осадочные толщи, которые накопились после покровообразования, неизбежно будут характеризоваться новой структурно-фациальной зональностью.

На это уже давно указывал И.Г. Кузнецов [143], основываясь на изучении Центрального Кавказа. Унаследованность развития крупных структурных элементов земной коры, устойчивое в течение нескольких периодов существование крупных глубинных швов рассматриваются как аргументы против крупных горизонтальных смещений материалов в известной статье Н.С. Шатского [298]. К аналогичным выводам приходят Е.Е. Милановский [177 и др.], Б.А. Петрушевский [213, 214], Ю.М. Шейнманн [311]. На несовместимость принципа унаследованности развития и мобилистских представлений недавно указывал А.В. Пейве с соавторами: "Само собой разумеется, что развитие покровной структуры в той или иной мере охватывает все ложе эвгеосинклинальной системы, нарушает последовательность расположения структурно-фациальных зон и смещает в пространстве не только установившиеся особенности седиментации, но и нормальный ход процессов метаморфизма и магматизма. Возникают новые соотношения вертикальных и латеральных рядов геологических формаций" [205, с. 21].

Итак, отсутствие перестроек означает отсутствие взаимных горизонтальных перемещений крупных частей земной коры. Следовательно, на территории Большого Кавказа, где в течение среднего—позднего палеозоя, мезозоя и большей части кайнозоя развитие совершалось по одному и тому же тектоническому плану, сколько-нибудь значительных взаимных горизонтальных перемещений основных структурных ступеней в указанное время не было.

Представляется, что с помощью критерия унаследованности можно установить отсутствие горизонтальных движений, соизмеримых по масштабу с шириной основных длительно развивающихся тектонических зон Большого Кавказа, т.е. движений с амплитудой не менее 50—100 км. Однако можно предположить, что существуют горизонтальные перемещения блоков земной коры меньшей амплитуды, которые не нарушают существующую тектоническую зональность, но с которыми связаны наблюдаемые надвиги, покровы, полная складчатость. Попытаемся оценить величину горизонтального перемещения, необходимого для получения дислокаций этого типа на Большом Кавказе. На границе Предкавказской и Северо-Кавказской ступеней в наиболее детально изученном осетинском секторе Скалистого хребта Большого Кавказа существует серия чешуйчатых надвигов. Предположим, что для их образования было необходимо сократить поперечные размеры прилегающих половин указанных ступеней. С этой точки зрения удаленные от надвигов Скалистого хребта части ступеней участвовали в образовании надвигов Передовых антиклиналей Восточного Предкавказья и Бокового хребта Центрального Кавказа. Минимальная оценка суммарной амплитуды надвигов показывает, что для получения таких дислокаций в результате общего сжатия необходимо сокращение исходной ширины указанной территории приблизительно на 25—30%. Если пересчитать эту величину на поперечник всего Кавказа (приблизительно 400 км), то получается ориентировочно 100—130 км. Предположим, что сжатие такого размера рассматриваемая область испытала в результате перемещения с юга на север Африкано-Аравийской плиты, как это принимается существующими мобилистскими

концепциями. В таком случае можно предположить, что у северного края альпийской складчатой области горизонтальные перемещения действительно окажутся незначительными и могут не повлиять на унаследованный характер развития. Но на юге этого региона, непосредственно перед фронтом движущейся плиты, горизонтальные движения будут равны 100—130 км, что соизмеримо или превышает ширину основных структурных элементов рассматриваемой территории. Вследствие этого горизонтальные перемещения должны были сопровождаться здесь заметными структурными перестройками.

Самыми крупными структурными элементами южной части Кавказского перешейка являются поднятие Малого Кавказа и Предмалокавказский прогиб. Возникновение последнего обычно относят к концу раннего мела, но есть основания предполагать, что он существовал уже в среднеюрское время [309]. Интенсивное прогибание происходило здесь в позднем мелу и особенно в палеоцене—эоцене. Некоторые части прогиба сохранили эту тенденцию и позже вплоть до настоящего времени. К их числу относятся Агджабединско-Евлахская и Мирзаанская впадины на территории Кавказского перешейка, Восточно-Черноморская и Предэльбурсская на прилегающих акваториях. Малый Кавказ в течение этого же времени оставался (за небольшими исключениями) областью относительных или абсолютных поднятий. Следовательно, и в данном случае унаследованный характер развития противоречит предположению о горизонтальных перемещениях крупных блоков коры.

Этот вывод подтверждается результатами палеомагнитных исследований [3]. Согласно этим данным, Закавказский срединный массив в раннем—среднем карбоне располагался у южного края Европейского континента, в непосредственной близости от поднятий Большого Кавказа, от которого он отделялся нешироким прогибом Южного склона. Такие соотношения сохраняются в юрское—меловое время. Возможно, что ширина перечисленных структурных элементов Средиземноморского пояса в указанное время лишь несколько превышала современную. Следовательно, в этой части пояса не остается места для обширного палеозойского океана Палеотетис.

Изложенные структурно- и историко-геологические материалы свидетельствуют о том, что мобилистский подход неприемлем для объяснения происхождения основных элементов структуры Большого Кавказа. Вся рассмотренная территория как единое целое могла смещаться при этом в горизонтальном направлении, но такое смещение не может иметь никакого отношения к ее внутренним дислокациям, что свидетельствует в пользу фиксистской точки зрения на формирование структуры земной коры.

Приведенные соображения не распространяются на офиолитовые пояса Малого Кавказа вследствие их специфического облика и кратковременности развития.

Для выяснения вопроса о роли вертикальных и горизонтальных движений очень существен характер соотношения основных тектонических структур земной коры, устанавливаемых геологическими и геофизическими методами, со структурами верхней мантии. Последние в какой-то мере могут быть выявлены при картировании подкоровых плотностных и скоростных неоднородностей. Если связывать формирование основных тектонических структур земной коры с процессами, протекающими непосредственно под этими структурами в верхней части мантии, то следует ожидать определенное территориальное совпадение основных структур коры и плотностных или скоростных неоднородностей в верхней мантии (в литосфере или в астеносфере). Так, с позиций гипотезы глубинного диапиризма [25] можно предполагать, что под инверсионными антиклинориями располагаются астенолиты, сложенные относительно более разогретым и менее плотным материалом. Такие же астенолиты должны находиться под поднятиями орогенной стадии. Под смежными прогибами можно ожидать обнаружение более плотных масс. Отсутствие подобных закономерных связей укажет на то, что земная кора в своем развитии достаточно независима от процессов в верхней мантии, что тектонические структуры в земной коре не находят своего непосредственного продолжения в мантии и в целом дисгармоничны по отношению к ней. Данные, полученные к настоящему времени рядом исследователей, занимавшихся изучением плотностных и скоростных неоднородностей верхней мантии гравиметрическими и сейсмологическими методами, определенно свидетельствуют в пользу последнего варианта.

Остановимся прежде всего на плотностных неоднородностях территории Кавказа, выявляемых при изучении изостатических аномалий силы тяжести [12, 13]. Эти аномалии разделяются на локальную и региональную составляющие. Имеется четкое соответ-

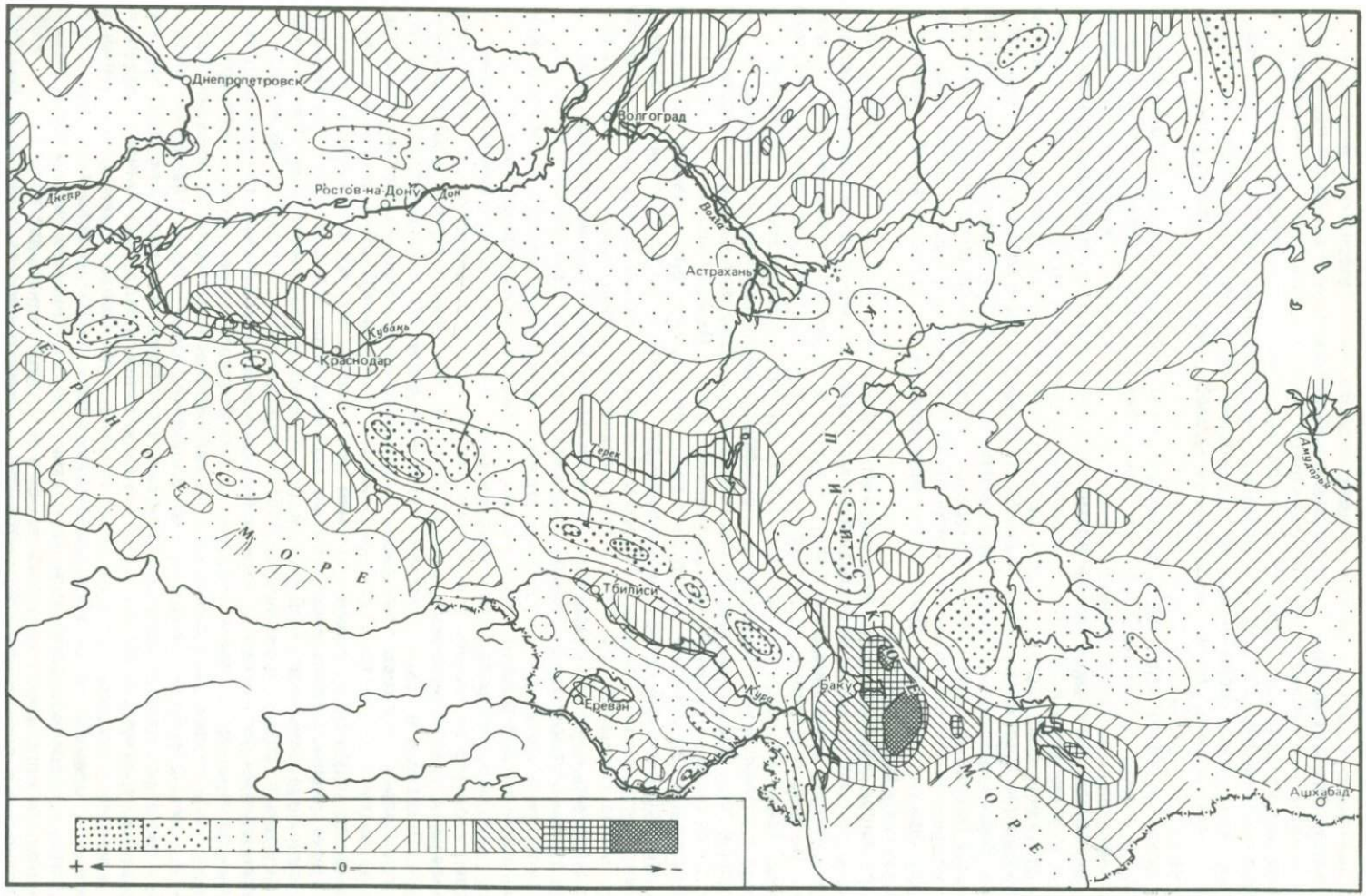


Рис. 39. **Схема локальных изостатических аномалий (по М.Е. Артемьеву и др. [13])**
Условные обозначения — изменение значений положительных и отрицательных аномалий в порядке увеличения интенсивности

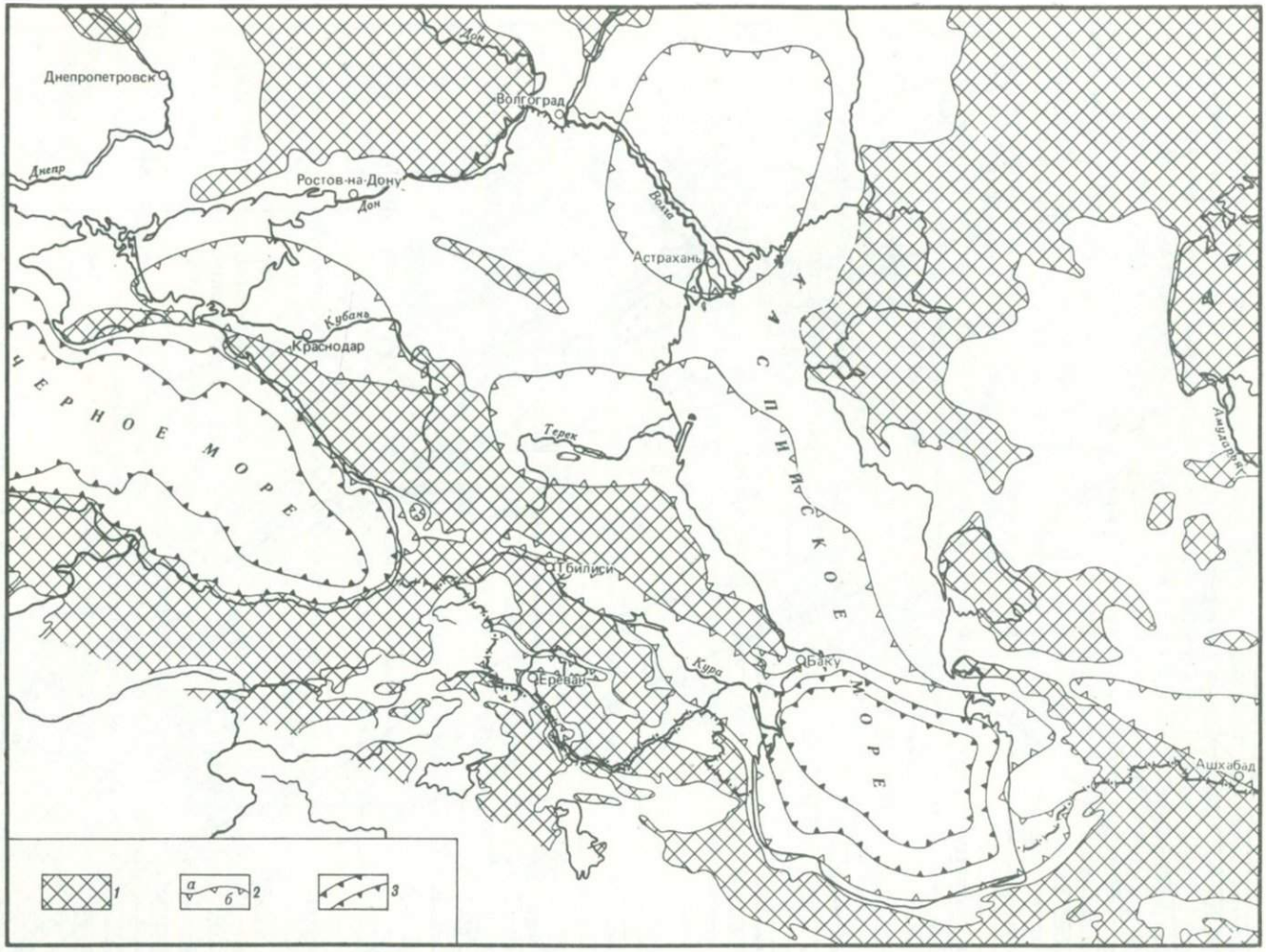
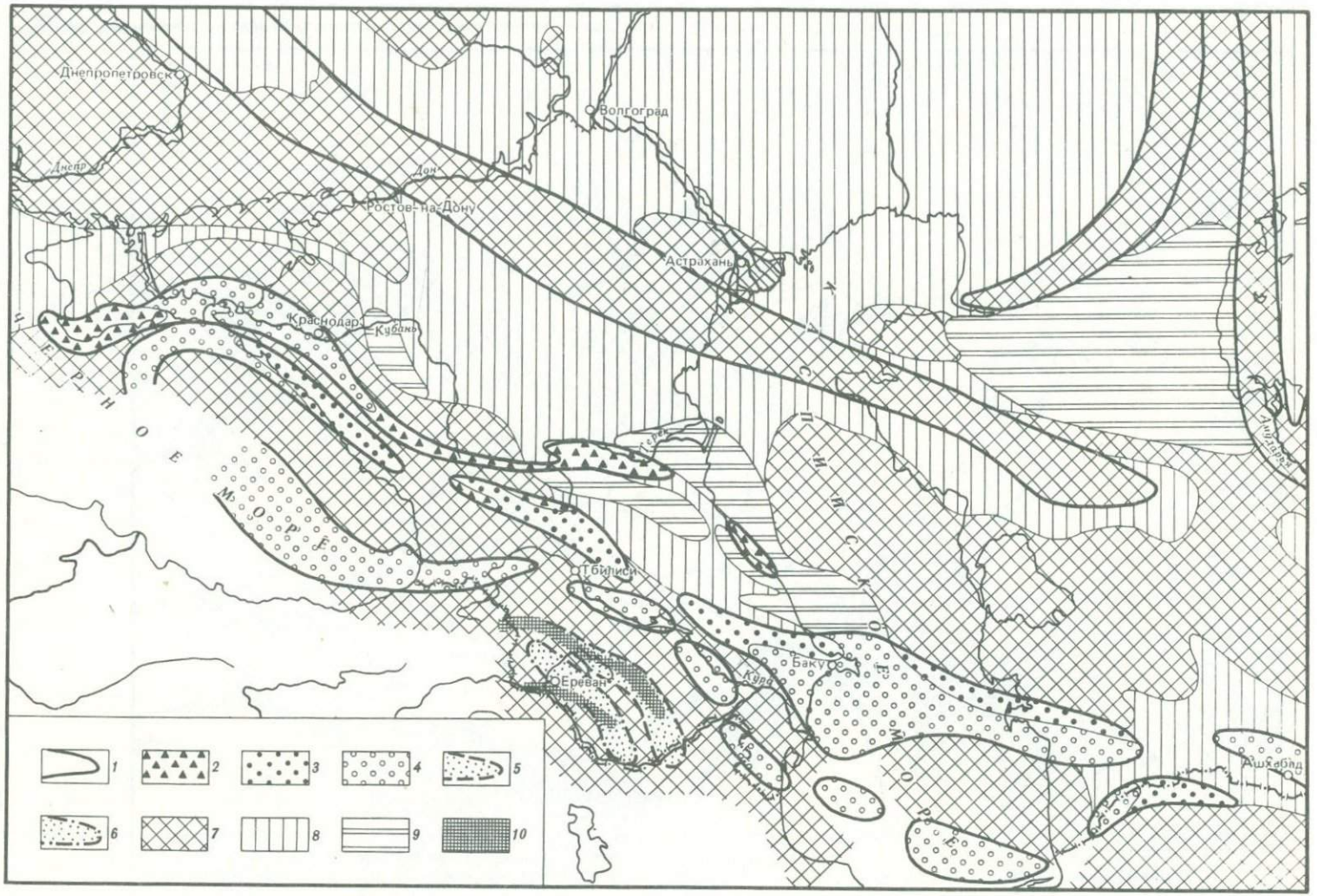


Рис. 40. **Тектоническая схема орогенной стадии альпийского этапа (по И.А. Резанову и В.И. Шевченко [232])**

1 — области отсутствия отложений орогенной стадии; *2* — области развития отложений орогенной стадии (*а*), в том числе значительных мощностей отложений (*б*); *3* — верхняя и нижняя границы континентального склона морских мегавпадин


Днепропетровск
Волгоград
Днепр
Дон
Ростов-на-Дону
Астрахань
Краснодар
Кубань
Ч Е Р Н О Е
М О Р Е
К А С П И Й С К О Е
М О Р Е
Тбилиси
Ереван
Баку
Ашхабад
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

ствие между локальными изостатическими аномалиями силы тяжести (рис. 39) и основными элементами орогенной структуры Кавказа (рис. 40). На карте аномалий хорошо видны зоны минимумов, отвечающих передовым и межгорным прогибам (Азово-Кубанскому, Терско-Каспийскому, Куринско-Рионскому), и максимумов, отвечающих горным сооружениям Крыма, Большого и Малого Кавказа. Какое-либо соответствие тектоническому плану геосинклинальной стадии отсутствует. Южно-Кавказский и Крымско-Северо-Кавказский геосинклинальные троги, межтроговые глыбы Лабино-Малкинская и Главного хребта (рис. 41) на этой схеме не отражены. Территориальная корреляция элементов орогенной структуры и локальных изостатических аномалий позволяет предположить между ними генетическую связь. Иными словами, можно думать, что одни и те же причины вызывают и формирование орогенной структуры региона, и образование соответствующих аномалий.

Что касается глубин расположения аномалиеобразующих масс, соответствующих локальным аномалиям, то здесь прямые данные отсутствуют. Как указывает М.Е. Артемьев [12], они, по-видимому, находятся в литосфере. По мнению этого исследователя, локальные аномалии могут зависеть от нарушений изостазии литосферы и от плотностных неоднородностей земной коры. По-видимому, в данном случае главную роль играет первый фактор, а вторым практически можно пренебречь. Дело в том, что структура земной коры рассматриваемого региона [232], т.е. мощности слагающих ее слоев, современное положение разделяющих их границ (вплоть до поверхности Мохо) связаны с тектоническим планом геосинклинальной стадии развития (рис. 41). Не устанавливается сколько-нибудь очевидных соответствий между этими характеристиками земной коры и орогенной структурой региона. Поэтому логично предположить, что плотностные неоднородности или неуравновешенные массы, соответствующие орогенному тектоническому плану, располагаются под земной корой региона, т.е. на глубинах более 50 км.

На карте региональных изостатических аномалий (рис. 42) на Кавказском перешейке выделяется субмеридиональный максимум, осевая часть которого совпадает с Транскавказским поднятием. Каспийскому морю отвечает глубокий минимум, к востоку сменяемый небольшими максимумом. На этой карте отсутствуют какие-либо элементы, которые можно было бы сопоставить как с геосинклинальным, так и с орогенным тектоническим планом региона. Судя по имеющимся оценкам, аномалиеобразующие массы, отвечающие региональным аномалиям, расположены на глубинах 150–200 км. Можно предположить, что аномалиеобразующие массы, отвечающие упоминавшимся ранее меньшим по площади локальным аномалиям, расположены на глубинах, меньших 150 км, и, следовательно, те процессы, которые ответственны за формирование локальных аномалий и соответствующих им орогенных структур рассматриваемого региона, протекают на глубинах 50–150 км.

Перейдем к неоднородностям мантии, выявляемым по сейсмологическим материалам. Очень большой интерес представляют данные Л.П. Винника и др. [251] о скоростных (т.е., по-видимому, плотностных) неоднородностях мантии на Кавказском перешейке. Эти исследователи составили карту, на которой выделяются четыре субмеридиональные зоны, пересекающие все структурные элементы Кавказа (рис. 43). Существенно, что на ней, как отмечают составители карты, совершенно не проявились кавказские направления. Исходя из субмеридиональных направлений этих неоднородностей, можно предположить, что они реликтовые и связаны с карельским структурным планом. Глубины расположения неоднородностей по оценке авторов 50–250 км, что отвечает низам литосферы и тому интервалу глубин, который обычно в складчатых областях занимает астеносфера.

Рис. 41. **Тектоническая схема геосинклинальной стадии альпийского этапа (по И.А. Резанову и В.И. Шевченко [232])**

Эвгеосинклинальные троги: *1* — границы трогов; *2* — части трогов, прекратившие прогибаться к началу или в начале (Горный Крым) альпийского этапа. Части трогов, продолжавшие прогибаться: *3* — до конца мезозоя; *4* — в мезозое и в значительной части третичного времени; *5, 6* — прогибы, развивавшиеся в позднем мелу—палеогене—раннем миоцене на месте Эрзинджан-Севанского (*5*) и Эрдзинджан-Вединского (*6*) офиолитовых поясов. **Межтроговые глыбы земной коры:** *7* — области отсутствия или сильно сокращенных мощностей пород геосинклинальной стадии; *8* — области с небольшими мощностями пород; *9* — области с большими мощностями пород; *10* — офиолитовые пояса

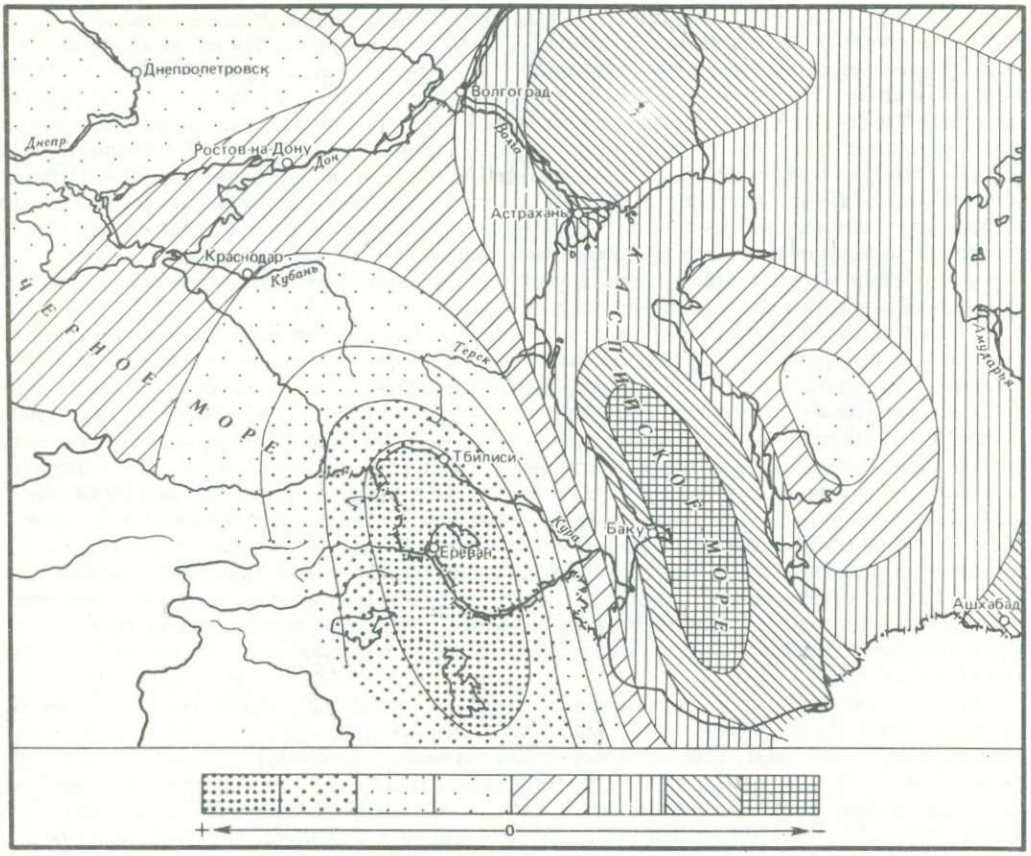


Рис. 42. **Схема региональных изостатических аномалий (по М.Е. Артемьеву [12])**
Обозначения — изменения значений положительных и отрицательных аномалий в порядке увеличения интенсивности

Противоречивая картина получается, если сравнить карты плотностных и скоростных неоднородностей Кавказа, составленные по гравиметрическим и сейсмическим данным. Транскавказский максимум на первой (см. рис. 42) достаточно хорошо совпадает территориально и по глубине с одной из зон, выделенной на второй (см. рис. 43). Однако если по данным сейсмологии аномалия связана с разуплотненной мантией, то по данным гравиметрии здесь же следует предполагать мантийный материал повышенной плотности. Сейчас трудно решить, с чем связано это противоречие. Скорее всего, схемы мантийных неоднородностей относятся к существенно различным глубинам. Для нас важно другое. Ни на той, ни на другой нет никаких элементов, которые можно было бы сопоставить со структурами как геосинклинальной, так и орогенной стадии.

К подобным выводам об отсутствии связи между мантийными неоднородностями и тектоническими структурами земной коры приходили и другие исследователи [33]. Многие, не найдя сколь-нибудь ясного соответствия между ними, говорят о сложном и неоднозначном соотношении между глубинными и поверхностными структурами [6, 27, 164, 240].

Итак, основные структурные элементы геосинклинального тектонического плана не могут быть сопоставлены с какими-либо неоднородностями в мантии. Это позволяет рассматривать их как самостоятельные, дисгармоничные, автономные по отношению к мантии коровые образования. Структурам орогенной стадии могут соответствовать плотностные неоднородности или неуравновешенные массы на глубинах 50—150 км. На бо́льших глубинах распределение плотностных неоднородностей не связано ни с геосинклинальным, ни с орогенным тектоническими планами. В свете этого кажутся

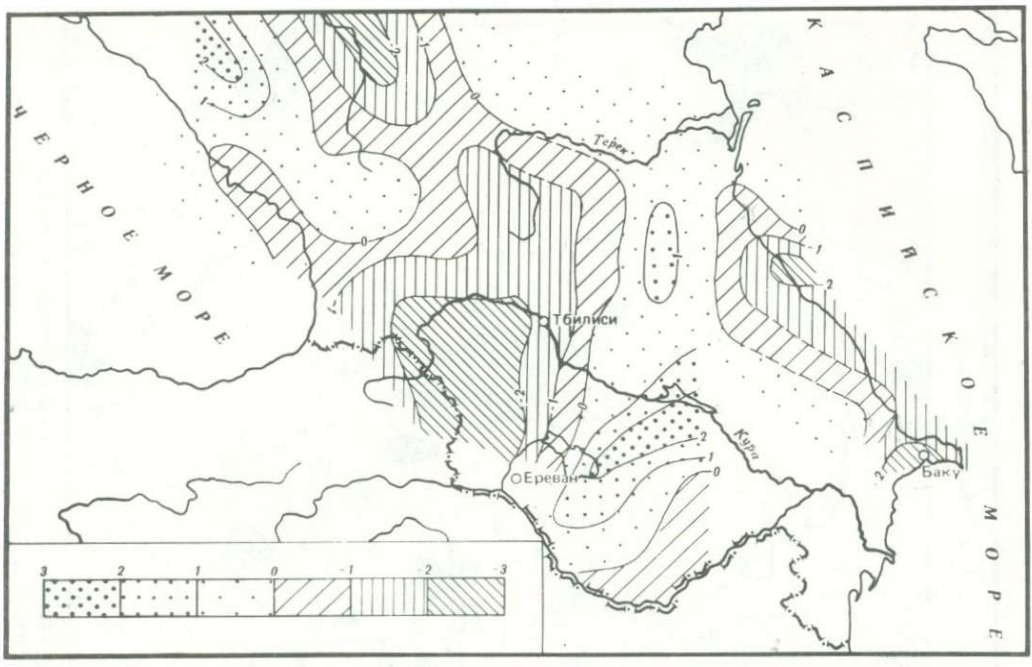


Рис. 43. **Схема горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии (в % от средней скорости) (по Л.П. Виннику и др. [251])**
1 – (+3 ÷ +2); *2* – (+2 ÷ +1); *3* – (+1 ÷ 0); *4* – (0 ÷ –1); *5* – (–1 ÷ –2); *6* – (–2 ÷ –3)

противоречащими современному материалу концепции, связывающие геосинклинальное развитие с вертикальными движениями разноплотностных блоков, с процессами плотностной дифференциации вещества мантии в виде всплывающих астенолитов, погружающихся антиастенолитов и т.п.

Точно так же не подтверждаются те истолкования геосинклинального развития Кавказа, которые основываются на представлениях "новой глобальной тектоники". Согласно этим построениям, ниже земной коры на Кавказском перешейке должны существовать плотностные неоднородности, отвечающие существующим или совсем недавно существовавшим зонам Беньофа, восходящим или нисходящим ветвям конвективных потоков и т.д. Какие конкретно неоднородности должны были бы существовать, как они должны были бы располагаться по отношению к тем или иным элементам геосинклинальной структуры Кавказа, сейчас не так существенно. Очевидно только, что в мантии рассматриваемого региона они не обнаружены.

Можно было бы предположить, что мантийные неоднородности, отвечающие элементам геосинклинальной структуры, существовали раньше, но были уничтожены в ходе формирования неоднородностей, отвечающих орогенному тектоническому плану. Этому предположению, однако, противоречат данные о том, что основные элементы геосинклинальной структуры региона продолжают в той или иной степени развиваться и в настоящее время. В результате, геосинклинальная тектоническая структура региона, не находящая отражения в распределении мантийных неоднородностей, проявляется в сейсмическом поле Кавказа. Это выражается в том, что сейсмичность, т.е. одно из проявлений современного тектонического процесса, контролируется не орогенным, а геосинклинальным тектоническим планом региона (рис. 44). В результате сгущения эпицентров землетрясений приурочены здесь в основном к бортам геосинклинальных трогов [232], к Южно-Кавказскому, Крымско-Северо-Кавказскому и Предкопетдагскому трогам, т.е. к тем структурам, которые заложились в начале герцинского этапа и развивались унаследованно в течение герцинского и большей части альпийского этапов. Значительно меньше эпицентров связано с Предмалокавказским прогибом, возникшим в мезозое. И наконец, практически ни одна группа эпицентров не связана с относительно короткоживущими Севано-Акеринским и Еревано-Ордубадским про-

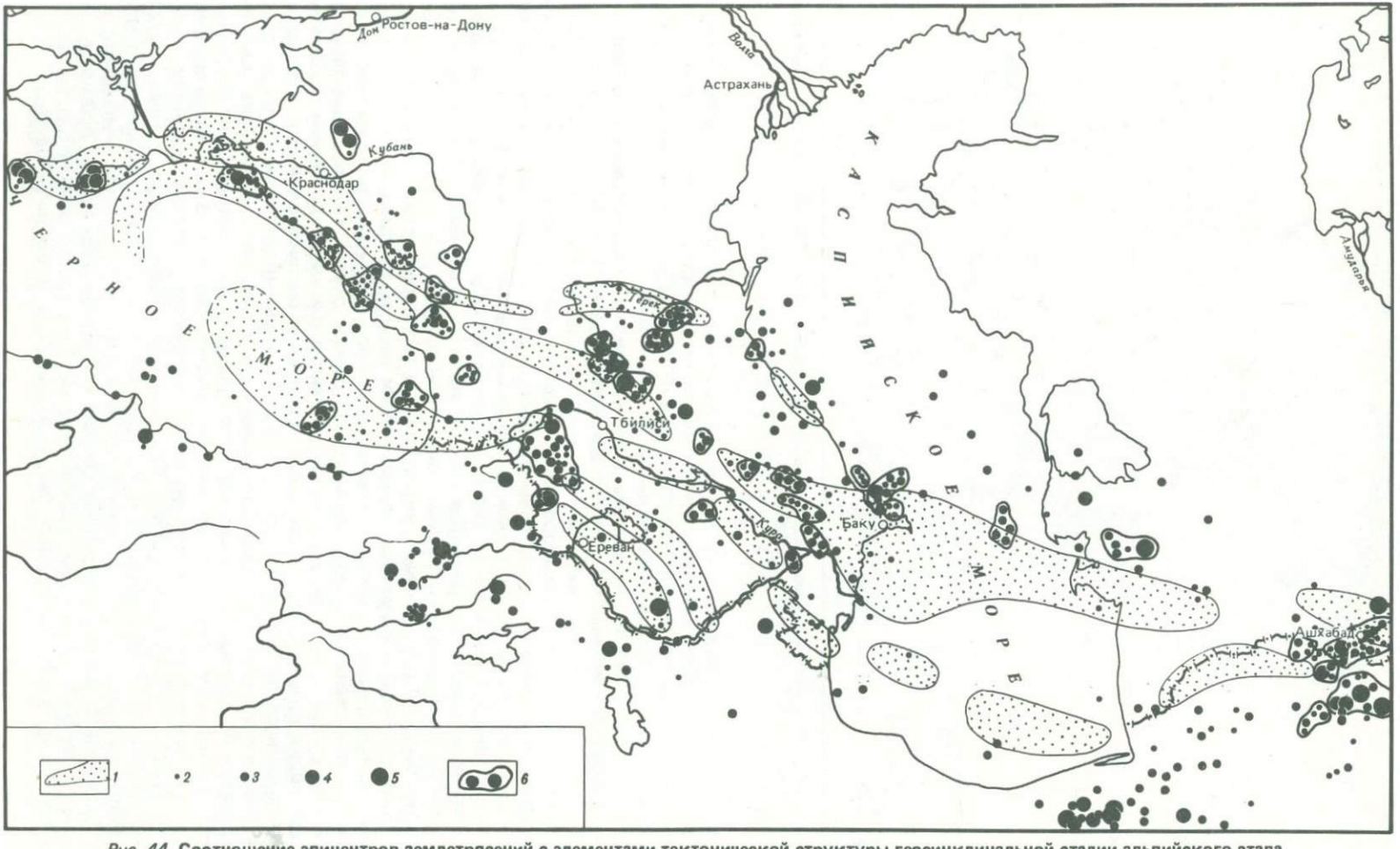


Рис. 44. **Соотношение эпицентров землетрясений с элементами тектонической структуры геосинклинальной стадии альпийского этапа**
1 — геосинклинальные троги; *2–5* — эпицентры в порядке возрастания магнитуды; *6* — группы эпицентров

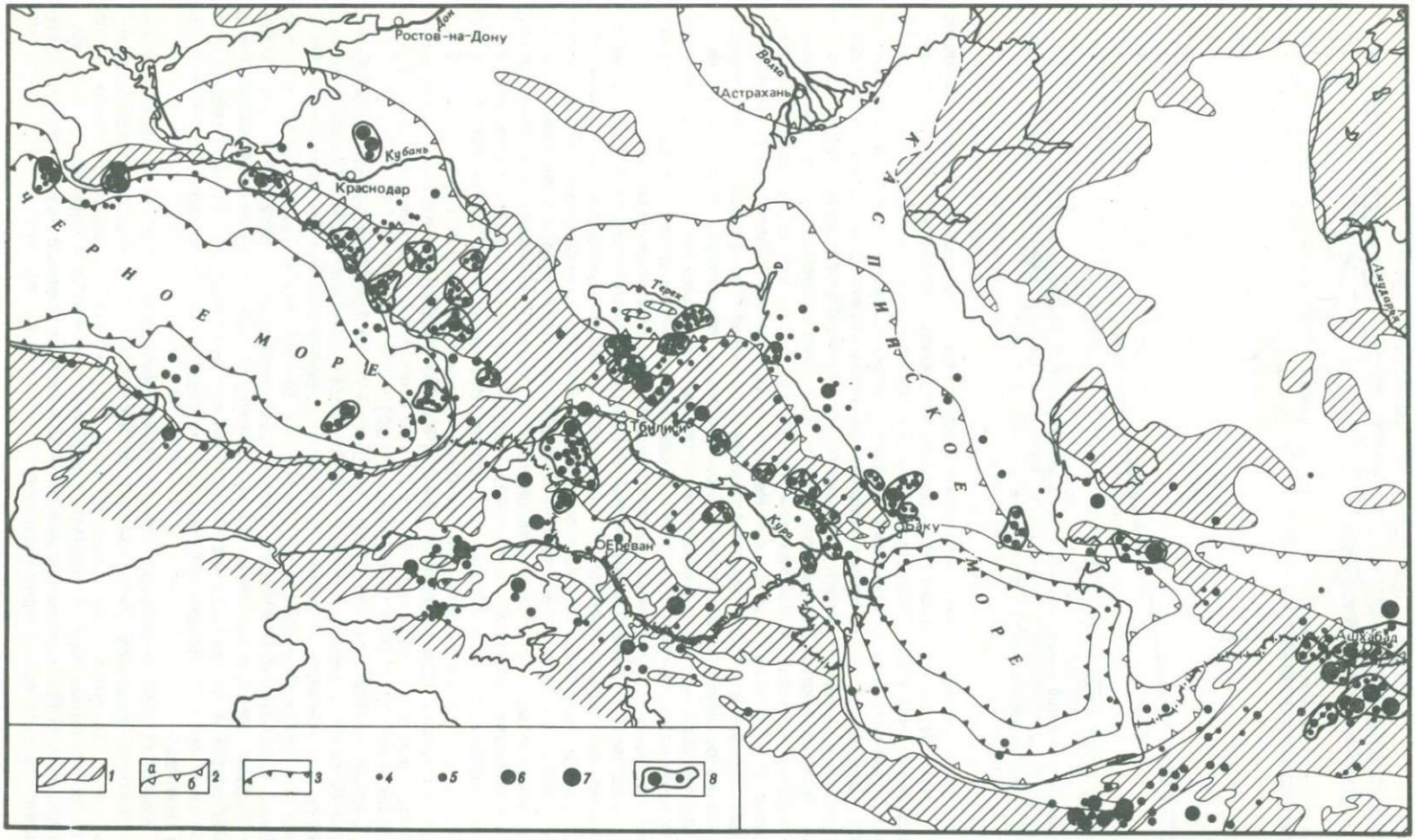


Рис. 45. **Соотношение эпицентров землетрясений с элементами тектонической структуры орогенной стадии альпийского этапа**

1 — области поднятия и размыва; *2* — области прогибания (*а*), в том числе значительного (*б*); *3* — верхняя и нижняя границы континентального склона морских мегавпадин; *4–7* — эпицентры в порядке возрастания магнитуды; *8* — группы эпицентров

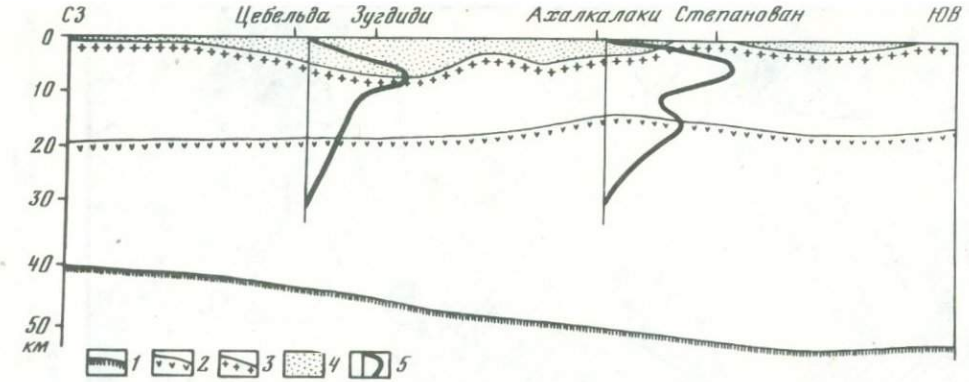


Рис. 46. **Сейсмологический разрез земной коры Кавказа (по Г.Я. Мурусидзе [189])**
1 — граница *M*; *2* — кровля "базальтового" слоя; *3* — кровля "гранитного" слоя; *4* — осадочный слой; *5* — распределение числа очагов землетрясений по глубине

гибами, которые соответствуют Эрзинджан-Севанской и Эрзинджан-Вединской офиолитовым зонам. В то же время корреляция сгущений эпицентров землетрясений с элементами орогенной структуры играет явно второстепенную роль (рис. 45), за исключением тех случаев, когда те или иные элементы этой структуры совпадают с границами трогов. Это видно на примере сейсмичной полосы, протягивающейся приблизительно от Апшеронского полуострова в направлении Казбека, вдоль северного борта Южно-Кавказского трога. Полоса сочленения Восточного Кавказа с Алазано-Агричайским прогибом оказывается сейсмичной постольку, поскольку она совпадает с северным бортом этого трога. Побережье Черного моря также сейсмично только в тех местах, где вдоль него проходит западное продолжение Южно-Кавказского трога.

Одновременное существование на одной и той же территории двух тектонических планов (орогенного и геосинклинального, последний проявляется в сейсмичности) возможно, как кажется, только в том случае, если эти планы имеют разную глубину заложения, связаны с теми или иными процессами, происходящими на разных глубинах. Совпадение в плане большинства эпицентров землетрясений с границами основных элементов геосинклинальной тектонической структуры делает логичным предположение, что и расчленение на геосинклинальные троги и межтроговые глыбы, и землетрясения являются следствием одного и того же тектонического процесса. Известно, что подавляющее число очагов землетрясений, максимум сейсмической энергии приурочены на Кавказе к верхней части земной коры. Это хорошо видно на графиках распределения количества эпицентров по глубине, составленных Г.Я. Мурусидзе [189] (рис. 46). На них четко выделяется максимум, приуроченный к глубинам 5—15 км. В некоторых случаях (Джавахетское нагорье, Крым) выделяется второй, значительно меньший максимум на глубинах 15 или 30 км. Аналогичные результаты были получены Ю.К. Щукиным [321], П.Н. Николаевым [192].

Как известно, на Кавказе [315], как и во всем Альпийском складчатом поясе, землетрясения связаны в первую очередь с субгоризонтальными, нормальными к простиранию пояса напряжениями сжатия. Логично предположить, что тектоническая структура геосинклинальной стадии, с которой, как отмечалось выше, тесно связан пространственно сейсмический процесс, также формировалась в результате субгоризонтального сжатия. Исходя из этого, мы можем предположить, что тектонический процесс, приводящий к формированию структуры геосинклинальной стадии, развивается в земной коре региона, преимущественно в ее верхней части, и связан с субгоризонтальным сжатием.

Итак, мы приходим к выводу, что тектонический план геосинклинальной стадии развития Кавказа формируется в результате тектонических процессов, происходящих в земной коре, вероятно, преимущественно в "гранитном" и осадочном слоях, а орогенный связан с бо́льшими глубинами, с верхами мантии. Это хорошо согласуется с представлениями Ю.Г. Леонова о временно́й и пространственной независимости тектонических планов этих двух стадий развития.

Представление о меньшей глубинности тектонических движений, формирующих геосинклинальную тектоническую структуру по сравнению с орогенной, находит подтверждение в материалах, касающихся глубин образования магм, связанных с этими двумя стадиями развития складчатых сооружений.

Как известно, на начальных стадиях развития геосинклиналей формируется однородная базальтовая формация (диабазовая, спилитовая), сменяемая во времени контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) или базальт-трахилипаритовой [280]. Согласно данным Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [212], базальтовые магмы толеитового состава образуются на глубинах 30–60 км. Близкими значениями оценивают глубину образования базальтовых магм (60–70, 30–80, 50–60 км) Д.М. Печерский и др. [215], Н.И. Хитаров и др. [289], Ю.М. Шейнманн [312]. Некоторые исследователи считают, что магмы этого типа образуются на еще меньших глубинах [280].

Следом за однородной и контрастной следует непрерывная (порфиритовая) формация (базальт-андезит-базальтовая, базальт-андезит-дацит-липаритовая, базальт-андезит-трахилипаритовая) [280]. Они могут появляться уже на ранних этапах геосинклинального развития (''порфиритовая юра'' Закавказья) и продолжают формироваться до образования орогенной области включительно. Т.Х. Грин и А.Э. Рингвуд полагают, что породы этой формации, особенно широко распространенной в орогенных поясах (что ''позволяет предположить тесную зависимость их генезиса от главного механизма орогенеза'' [212, с. 118]), образуются на глубинах 100–150 км. Ю.М. Шейнманн [312] отмечает, что движение магм этого типа под вулканами островных дуг и горных сооружений выявлено сейсмическими методами на глубинах 150–300 км. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский приходят к выводу, что магматические очаги, питавшие эоценовый (наиболее мощный) андезитовый орогенный вулканизм Альпийского пояса Евразии ''по-видимому, лежали на глубинах, превышающих глубину заложения (обособления) геосинклинальных прогибов и срединных массивов (порядка первых сотен километров?)'' [178, с. 251].

Глубины образования магм как геосинклинальной, так и орогенной стадии развития оказываются больше предполагаемых глубин проявления соответствующих тектонических движений. Поэтому, говоря о глубинах, с которыми связан геосинклинальный или орогенный процесс, необходимо всегда учитывать, какая сторона этого процесса – тектоническая (механическая) или магматическая (физико-химическая) – имеется ввиду.

Итак, морфология и унаследованный характер развития основных структурных ступеней исключают возможность крупных взаимных перемещений частей рассматриваемой территории в горизонтальном направлении и могут свидетельствовать в пользу ведущей роли вертикальных движений. В то же время соотношение этих ступеней с плотностными неоднородностями в верхней мантии не согласуется с этим выводом, а данные о внутренней структуре ступеней (см. рис. 7, 8, 34, *Б*) и о механизме очагов землетрясений, территориально связанных с границами основных структурных ступеней, ему противоречат.

Ступенчато-коробчатые складки

Исходя из морфологии этих дислокаций, ступенчато-коробчатые складки часто рассматривают как результат вертикальных перемещений блоков земной коры, разделенных крутыми разломами. Причиной движения блоков считается, например, неравномерное в пространстве гравитационное всплывание гранито-гнейсовых куполов. Однако такое объяснение встречает затруднения. Во-первых, едва ли возможно с этой точки зрения объяснить самостоятельность небольших, в несколько километров в поперечнике, блоков земной коры, если гранитные купола, вызывающие движение, располагаются, по-видимому, на глубине не меньшей, чем ширина блоков. Во-вторых, приходится практически под каждым блоком предполагать свой ''движущий'' гранито-гнейсовый купол. В-третьих, согласно изложенной гипотезе, в полосе сочленения блоков должны возникать вертикально ориентированные сдвиговые (в механическом смысле) напряжения, вызванные парой вертикально ориентированных и противоположно направленных сил.

Однако сейсмические исследования в ряде складчатых областей, в том числе на Кавказе [315], показали, что напряжения в очагах землетрясений имеют существенно иной характер – это сжимающие напряжения, ориентированные почти горизонтально и нор-

мально к простиранию складчатой области. Кроме того, раз возникнув, гранито-гнейсовые купола становятся в значительной степени автономными и могут расти самостоятельно, так как причина их движения (меньшая плотность слагающих их пород) заключена в них самих. Конечно, может существовать механизм, регулирующий рост всех куполов какой-либо области (например, изменение температурного режима). Однако представляется, что при этом не может быть обеспечена наблюдаемая на Центральном Кавказе безупречная структурная взаимосвязанность блоков земной коры и историческая согласованность их движения. Эти их свойства наводят на мысль о существовании каких-то напряжений, общих для относительно крупных участков земной коры, результатом действия которых и является образование блоков размером в несколько километров в поперечнике.

Поскольку дифференцированные вертикальные силы не могут, по-видимому, создать такую общность напряженного состояния для крупных участков земной коры, следует обратиться к тангенциальным напряжениям, тем более, что на них прямо указывают результаты упомянутых сейсмических исследований. Об этом же свидетельствуют результаты изучения внутренней структуры кристаллического фундамента Центрального Кавказа. Ступенчато-коробчатые складки распространены на территории Горной Осетии (см. рис. 5, профили VII, X), т.е. на восточной, периклинальной части этого поднятия. Логично предположить, что западнее, там, где вскрываются наиболее глубокие (структурно и стратиграфически) части этого поднятия, можно наблюдать и более глубокие, чем это возможно в Осетии, части ступенчато-коробчатых складок. Оказалось, что эти складки не прослеживаются далеко на запад, а вместо них во внутренней структуре поднятия решающую роль начинают играть чешуйчатые надвиги (см. рис. 7, профили II, IV; 8, профили V, VI). Ступенчато-коробчатые складки замещаются по простиранию не гранитными диапирами, а чешуйчатыми надвигами. Поскольку последние явно связаны с горизонтальным сжатием, то же напряжение, по-видимому, определяло и формирование упомянутых складок. Об этом же свидетельствуют описания некоторыми исследователями ступенчатых или коробчатых складок, имеющих дисгармоничный характер, исчезающих на некоторой глубине вниз по разрезу.

На возможность образования ступенчатых или коробчатых складок вне связи с блоковыми подвижками консолидированного основания указывают коробчатые складки Известнякового Дагестана и особенно флишевых отложений Южно-Кавказской ступени в бассейне Большой Лиахвы. Эти складки развиты в чрезвычайно мощных толщах осадочных пород. Между тем воздействие блоков фундамента на перекрывающие их осадки быстро затухает вверх по разрезу.

Чешуйчатые надвиги

Это наиболее распространенный на Большом Кавказе тип дислокаций. Как уже отмечалось, нет никаких реальных оснований предполагать, что чешуйчатые надвиги с глубиной становятся круче (вплоть до вертикальных), и, следовательно, нельзя рассматривать их как результат гравитационного разваливания верхней части поднятых блоков. Надвиги не обнаруживают приуроченности к краевым частям таких блоков, что следовало бы ожидать, будь они связаны с гравитационными силами. Во всех случаях можно установить, что перемещение совершалось со стороны относительно опущенных участков в сторону более приподнятых. В то же время морфология надвигов, ориентированных параллельно плоскостям слоистости и переходящих в субгоризонтальные послойные срывы, свидетельствует о том, что эти дислокации являются результатом действия сжатия, ориентированного вдоль слоистости. Это справедливо и для сопряженных с чешуйчатыми надвигами складок.

Оставаясь на позициях фиксизма, можно попытаться объяснить образование чешуйчатых надвигов и сопряженных с ними складок, воспользовавшись сменой знака вертикальных движений блоков земной коры во времени. Так, можно предположить, что если в течение некоторого времени Передовые антиклинали Восточного Предкавказья и Северо-Кавказская зона испытывали поднятие относительно смежных, опускающихся территорий Предкавказья и Южного склона, то на крыльях относительных поднятий слои должны были растягиваться. Если затем ранее поднимавшиеся участки земной коры начнут опускаться, растянутые на крыльях слои окажутся длиннее, чем

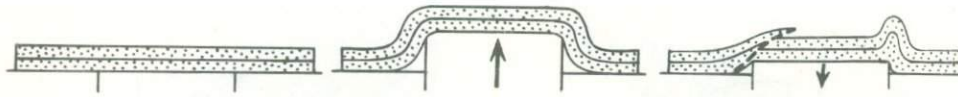


Рис. 47. **Образование чешуйчатых надвигов и складок на крыльях поднятий в результате знакопеременных вертикальных движений**

это необходимо в новых условиях. Этот избыток длины и будет скомпенсирован образованием надвигов и краевых складок (рис. 47). Такое объяснение можно принять в случае, если удастся доказать смену знака вертикальных движений во время образования надвигов и краевых складок и если амплитуда движений будет достаточна для образования этих нарушений.

Обратимся прежде всего к сложенным палеозойскими породами чешуям, входящим в настоящее время в Боковой хребет. Надвигание этих чешуй происходило в течение всего нижнего и среднего лейаса. В это время Южно-Кавказская ступень интенсивно и устойчиво прогибалась, в ее пределах накапливались осадки кистинской и циклаурской свит, а Северо-Кавказская ступень испытывала столь же устойчивое относительное (а первоначально и абсолютное) поднятие. Таким образом, реальных признаков необходимой для предложенного объяснения смены знаков движения нет. Точно так же нет признаков смены знака движения этих ступеней и для более позднего мезозоя, когда в чешуйчатом надвигании участвовали породы нижней—средней юры. То же самое справедливо и по отношению к надвигам Черных гор и Скалистого хребта. Некоторые из них продолжают развиваться в плиоцене—плейстоцене; поднятие Большого Кавказа и опускание Предкавказья в это время не вызывают сомнения.

Но предположим, что встречные движения все же были. Попытаемся оценить их размах, необходимый для создания наблюдаемых надвигов. Возьмем отрезок профиля по р. Фиагдон, захватывающий часть Предкавказской и всю Северо-Кавказскую ступень (рис. 48). Предположим, что в исходном положении ступеней, соответствующем современному, вся эта область была перекрыта верхнеюрскими известняками. Тогда последние должны иметь по профилю суммарную длину $L = l_1 + l_2 + l_3$. Во время поднятия Северо-Кавказской ступени слои верхнеюрских отложений должны были быть растянуты, удлинены, а при последующем опускании до современного положения образовали надвиги, будучи вынуждены уместиться на прежней площади. Удлинение равно суммарной амплитуде надвигов. Минимальное значение последней примем равной 6—7 км, что примерно в 2 раза меньше действительного. Следовательно, в результате поднятия длина слоев верхней юры должна быть равна $L_1 = l_1 + l_2 + l_3 + l_4$; ($L_1 - L = l_4 = 6$—7 км). Из простых геометрических построений видно, что амплитуда вертикального поднятия и последующего равного ему опускания, происшедших в третичное время, в этом случае должны быть равны приблизительно 12—13 км. Независимо от того, будем ли мы считать предполагаемые вертикальные подъем и опускание происшедшими за один прием или разобъем их на ряд более мелких слагаемых, равномерно распределенных во времени, представляется совершенно невероятным, чтобы движения такого размаха никак не фиксировались в накапливающихся отложениях. Отметим, что устанавливаемые по положению верхнеюрских отложений взаимные вертикальные перемещения ступеней Предкавказской и Северо-Кавказской за весь мезозой—кайнозой не превышают 14 км.

Напомним далее, что к наиболее общим признакам чешуйчато-надвиговых дислокаций можно отнести то, что они являются дислокациями дисгармоничными, охватывают только часть осадочного чехла, обычно не самую нижнюю, и затухают с глубиной. Перемещение материала совершается из прогибов в сторону поднятий под действием сил, направленных вдоль слоистости. Все это, помимо чисто морфологического сходства (особенно в случае с Казбекской антиклиналью, очень напоминающей некоторые участки Сунженской антиклинали, например Хаян-Кортский) (см. рис. 17), сближает эти дислокации со складками нагнетания, т.е. со складками, образовавшимися в результате оттока материала слоистых пород из одних мест и сгруживания его в других. В свою очередь, кинематическое и морфологическое сходство указанных дислокаций со складками нагнетания позволяет предполагать, что и генетически они близки. В.В. Белоусов приводит две возможные причины пластического перетекания пород: разницу в статической нагрузке на них в разных местах и динамическое отжимание со сводов

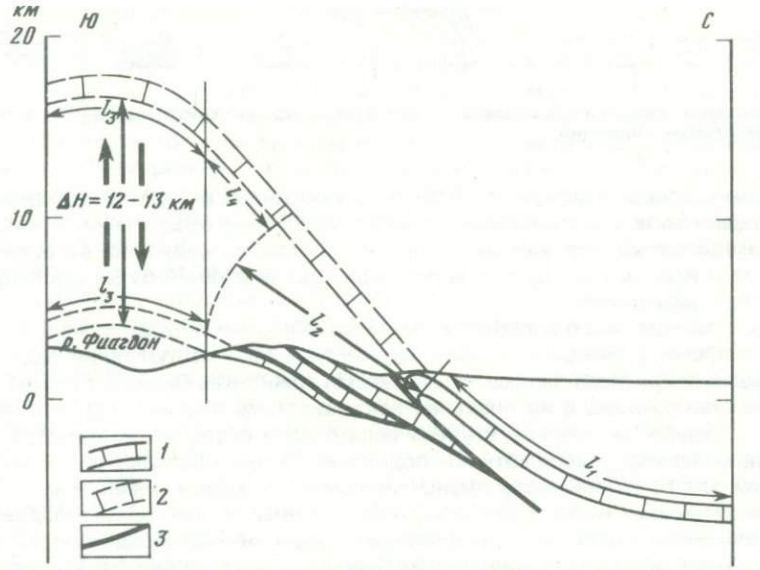


Рис. 48. **Образование чешуйчатых надвигов Скалистого хребта в результате знакопеременности вертикальных движений Северо-Кавказской и Предкавказской ступеней (на примере геологического профиля X)**

1 — верхнеюрские отложения; *2* — вероятное положение верхнеюрских отложений в результате предполагаемого поднятия; *3* — чешуйчатые надвиги

растущих поднятий. Разница в статической нагрузке может создаваться различиями в мощности осадочной толщи, налегающей на пластические породы в синклиналях и антиклиналях или рельефом.

Динамическое отжимание со сводов поднятий и влияние рельефа в данном случае не подходят, так как перемещение материала при образовании складок и надвигов нагнетания, как уже упоминалось, совершается, как правило, в сторону растущих поднятий, выраженных в рельефе. Поэтому остается рассмотреть возможность раздавливания слоистых пород в синклиналях с выжиманием их в сторону эродированных антиклиналей под нагрузкой вышележащих осадков. Подобное объяснение обычно принимается по отношению к ядрам нагнетания Передовых антиклиналей, сложенным майкопскими глинами. Иногда предполагается, кроме того, что эти глины в процессе нагнетания могут увлекать за собой в сторону антиклиналей вышележащие породы среднего миоцена—плиоцена, в которых в результате образуются надвиги. Однако последнее кажется маловероятным, так как часты случаи, когда при явно выраженном нагнетании пластичных пород вышележащие отложения покрышки не несут никаких признаков подобных нарушений и остаются совершенно пассивными (рис. 49). И наоборот, иногда надвиговые дислокации пород покрышки достигают больших размеров там, где нагнетание пластических пород отсутствует (рис. 50).

Как известно, для того чтобы произошло раздавливание слоев под нагрузкой вышележащих пород в прогибах с выжиманием их в сторону эродированных поднятий, необходима инверсия плотностей пород. Между тем, как показывают имеющиеся данные [16], плотность мезозойско-кайнозойских пород Большого Кавказа достаточно закономерно возрастает сверху вниз, и только майкопские глины, вероятно, иногда нарушают эту последовательность. В ряде случаев и для них (в том числе для майкопских ядер Передовых антиклиналей) отрицается инверсия плотностей [55, 102]. Кроме того, иногда перемещение материала совершается в слоистых толщах, расположенных почти на дневной поверхности и не испытывающих сколько-нибудь значительной нагрузки сверху.

Если зоны нагнетания материала слоистых толщ на бортах прогибов легко доступны наблюдению, то области расплющивания, раздавливания того же материала в осевых, обычно глубоко погруженных частях прогибов, как правило, предполагаются чисто теоретически. И только в одном случае, в осевой части Южно-Кавказского прогиба,

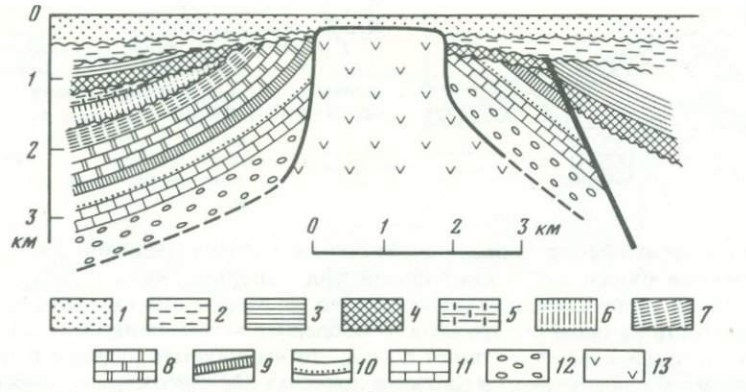


Рис. 49. **Соляной купол Штокен-Михтенхорст [248]**
1 — третичные отложения; *2* — сенон; *3* — сеноман—турон; *4* — средний—нижний альб; *5* — вельд; *6* — мальм; *7* — доггер; *8* — лейас; *9* — рэт; *10* — средний—нижний кейпер; *11* — раковинный известняк; *12* — пестрый песчаник; *13* — соль

можно непосредственно наблюдать верхнеюрские—нижнемеловые флишоидные отложения, которые на южном крыле этой же ступени образуют надвиги, покровы и лежачие складки. При этом оказывается, что в средней, осевой, части прогиба породы этого возраста не имеют никаких признаков расплющивания, нормального к слоистости — разлинзования, сланцеватости. Наоборот, они пронизаны частыми поверхностями крутого кливажа, что считается признаком продольного сжатия и утолщения слоев, и смяты в складки, также свидетельствующие о продольном сжатии. Таким образом, предположение о расплющивании слоев в прогибах под нагрузкой вышележащих пород также противоречит фактическому материалу.

Отметим, наконец, что чешуйчатые надвиги могут целиком определять структуру складчатого сооружения, а вовсе не являться осложнениями поднятых блоков земной коры, связанных с вертикальными силами. Часто сооружения, по отношению к которым чешуйчатые надвиги и тому подобные дислокации можно было бы рассматривать как второстепенные, осложняющие основную структуру, просто отсутствуют. В самом деле, осложнением чего можно считать весь мегантиклинорий Восточного Кавказа, внутренняя структура которого, как отмечалось, в решающей степени определяется серией надвигов? Неизвестны сколько-нибудь соизмеримые с результатами надвигания, т.е. сжатия, следы компенсирующих его растяжений. Наконец, результаты изучения механизма очагов землетрясений показывают, что субгоризонтальные сжимающие напряжения, ориентированные нормально к простиранию складчатых сооружений, свойственны не только приповерхностным (что следовало бы ожидать с точки зрения вторичного, гравитационного происхождения надвигов), но и глубинным частям земной коры.

В результате неизбежен вывод, что нет никаких объективных признаков того, что чешуйчатые надвиги и сходные с ними кинематически дислокации являются вторичным результатом дифференцированных вертикальных движений. Ни одно из существующих в рамках концепции фиксизма объяснений их формирования не объясняет их морфологию, роль и место в структуре Большого Кавказа. В то же время морфология и история формирования чешуйчатых надвигов и кинематически аналогичных структур свидетельствуют о ведущей роли напряжений самостоятельного горизонтального сжатия как причины их образования. Отсюда должен был бы следовать вывод о том, что рассмотренные дислокации связаны с горизонтальными перемещениями плит или блоков земной коры или литосферы, с сокращением горизонтальных размеров дислоцируемых участков в результате сближения таких плит или блоков, как это предполагается в мобилистских построениях. Само существование надвигов, покровов, лежачих складок рассматривается как прямое доказательство подобных перемещений.

Многими исследователями дислокации этого типа связывались с общим боковым сдавливанием. Так, еще Н.С. Шатский [297] объяснял образование надвигов в кайнозое Черных гор тангенциальным давлением с севера на юг. Он предполагал, что меловые

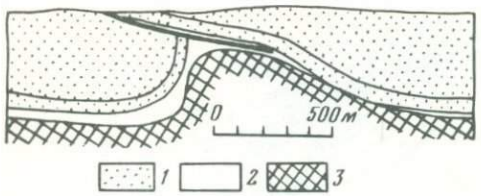


Рис. 50. **Антиклинальная складка на территории Юго-Восточного Ирана [26]**

1 — надсолевая серия (средний миоцен—плиоцен); *2* — соленосная серия (нижний—средний миоцен); *3* — подсолевая серия (нижний кембрий—нижний миоцен)

и более древние мезозойские породы в результате того же давления с севера должны смяться на мелкие складки. Позднее целый ряд буровых скважин вскрыл мезозойские отложения на территории Предкавказья, но ни в одной из них предполагавшаяся мелкая складчатость не была обнаружена. В последнее время появились данные глубокого бурения, которые свидетельствуют о том, что чешуйчатые надвиги в полосе Передовых антиклиналей существуют не только в пределах верхнего структурного комплекса, сложенного верхнекайнозойскими отложениями. Морфологически аналогичные надвиги, как оказалось, нарушают и мезозойские отложения по крайней мере вплоть до верхнеюрских (см. рис. 5, профили X, XII). В зоне Главного хребта аналогичные нарушения известны в отложениях более древних вплоть до протерозойских. Имеющиеся данные по морфологии дислокаций допускают, что эти системы надвигов (каждая на своем уровне) компенсируют предполагаемое общее сокращение поперечника складчатой области.

Мы рассмотрели механизм формирования чешуйчатых надвигов в основном на материале альпийской структуры Большого Кавказа. Полученный вывод вполне приложим к морфологически аналогичным надвигам, сформировавшимся в результате герцинского и байкальского тектоногенеза, а также к тем складкам, которые по кинематике своего образования сходны с чешуйчатыми надвигами. К их числу, возможно, могут быть отнесены и крупные валообразные складки байкальского возраста — Малкинская, Тырныаузская, Балкарская, Гондарайская, Клычская и т.д.

Наложенные грабены

Наложенные грабены Северо-Кавказской ступени, судя по их морфологии, сформировались в обстановке растяжения поверхностных частей ступени. Известно, что они образовались в то время, когда Северо-Кавказская ступень испытывала интенсивное поднятие. Это позволяет рассматривать наложенные грабены как провальные нарушения, возникшие в результате растяжения верхней части Северо-Кавказской ступени в процессе ее поднятия. При вертикальном поднятии независимо от его происхождения (блок фундамента, как в данном случае, или соляной диапир) породы на своде поднятий испытывают растяжение, так как им приходится перекрывать большую площадь, чем до начала поднятия. Растяжение компенсируется либо утонением слоев, либо опусканием сужающихся вниз грабенов, как это имеет место в данном случае.

Отличием наложенных грабенов Северо-Кавказской ступени является то, что они ограничены разрывами, наклоненными в одну сторону, в то время как обычно разрывы бывают наклонены навстречу друг другу. Причиной этого может быть резко выраженная асимметрия всей Северо-Кавказской ступени, у которой южный край наиболее приподнят, а северный опущен.

Складчатость общего смятия

Наиболее широко развита вдоль северного борта Южно-Кавказского прогиба. Уже говорилось о ее дисгармоничности. Кроме того, для складок данной группы характерно расположение непосредственно к югу от моноклинальных чешуй нижне-среднеюрских и палеозойских пород, слагающих Боковой хребет. В удалении от них подобные дислокации не встречаются. Этот факт едва ли может быть случайным. Наконец, разрыв, отделяющий эти складки от моноклинали "основных сланцев", является послойным срывом и проходит вдоль поверхности трансгрессивного контакта верхней юры или нижнего мела с отложениями средней юры. Эти особенности становятся понятными,

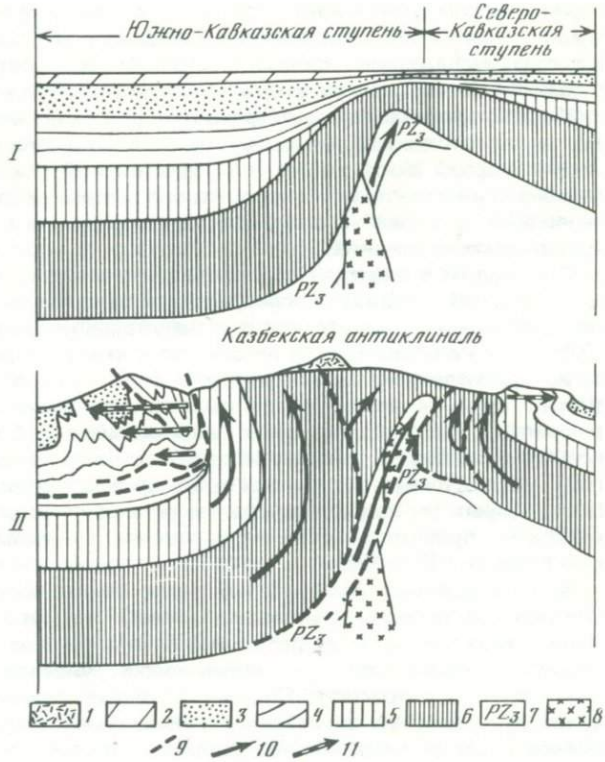


Рис. 51. **Схема образования Казбекской антиклинали и полной складчатости на северной периферии Южно-Кавказской ступени**

1 — лавы Казбека; *2* — верхний мел; *3* — нижний мел; *4* — верхняя юра; *5* — байос и бат (?); *6* — нижняя юра и аален; *7* — верхний палеозой; *8* — граниты дарьяльского типа; *9* — чешуйчатые надвиги; *10* — направление движения чешуй; *11* — боковое давление, создаваемое при образовании Казбекской антиклинали. I—II — стадии формирования Казбекской антиклинали

если предположить, что возникновение рассматриваемых складок связано с развитием надвигов на северном крыле Южно-Кавказского прогиба.

Проследим этот процесс на примере Казбекской антиклинали (рис. 51). В исходном положении (I) мощности нижней и средней юры Южно-Кавказской ступени уменьшались с приближением к относительно приподнятой Северо-Кавказской. Затем произошло чешуйчатое надвигание этих отложений на поднятие (II). Вследствие этого на один уровень с флишевыми отложениями верхней юры—нижнего мела были приведены нижне-среднеюрские отложения из более глубоких частей прогиба, обладающие там большей мощностью, чем на крыле поднятия. Для этих аллохтонных толщ повышенной мощности, разрез которых может к тому же частично сдваиваться, в полосе сочленения Северо- и Южно-Кавказской ступеней не хватило места, и они отодвинули к югу налегающие выше флишевые отложения, смяв их в складки. При таком происхождении описываемые складки — образование чисто поверхностное, локализующееся непосредственно рядом с чешуйчатыми надвигами. Самой северной в образовавшейся группе складок будет обязательно синклиналь, а ориентировка ее северного крыла совпадает с ориентировкой "основных сланцев". Именно такая картина существует в действительности.

Изложенный материал свидетельствует о том, что формирование тектонических дислокаций Большого Кавказа (основных структурных ступеней, ступенчато-коробчатых складок, чешуйчатых надвигов) не может быть объяснено непротиворечиво ни с точки зрения фиксистской, ни с точки зрения мобилистской концепций.

Основные структурные ступени не могут быть результатом дифференцированных вертикальных движений на более глубоких уровнях, так как не обнаруживаются соответствующие неоднородности в верхней мантии. Пространственная корреляция между этими ступенями и сейсмичностью позволяет рассматривать их как результат субгоризонтального сжатия. Об этом же свидетельствуют результаты изучения внутренней структуры основных ступеней. Они показывают, что главную роль в ней играют чешуйчатые надвиги и сопряженные с ними дислокации, связанные с субгоризонтальным сжатием. В отдельных случаях можно считать, что поднятая структурная ступень отвечает фронтальной воздымающейся части мощной надвиговой пластины (ступень Главного хребта Центрального Кавказа), а смежная опущенная ступень является поднадвиговой депрессией (прогиб Южного склона) (см. рис. 34).

Наиболее распространенным типом тектонических дислокаций, развитых на территории Большого Кавказа, являются чешуйчатые надвиги, зоны полной складчатости, покровы, т.е. дислокации, которые всеми исследователями связываются с действием

горизонтальных напряжений сжатия в земной коре. Они определяют характер деформаций самых разных по составу и возрасту (от рифея до кайнозоя) пород Большого Кавказа. Неудачными оказались попытки истолковать дислокации указанного типа с позиций фиксизма как вторичные, производные от "первичных вертикальных движений", как результат гравитационного разваливания блоков земной коры, сформированных этими движениями, или при расплющивании в прогибах под нагрузкой вышележащих пород. Морфология этих дислокаций, их место в тектонической структуре региона свидетельствуют о том, что они сформировались в результате самостоятельных, первичных напряжений сжатия, ориентированных субгоризонтально, вдоль слоистости нарушаемых отложений.

С выводом о ведущей роли горизонтальных напряжений в формировании складчатой структуры Кавказа согласуются результаты определения механизма очагов землетрясений как на Кавказе, так и в значительной части Альпийского горного пояса [192, 222, 315]. Наконец, нельзя не отметить, что, хотя непосредственно в рассматриваемом регионе определение напряженного состояния горных пород не производилось, во всех других случаях результаты таких исследований свидетельствуют о существовании в земной коре горизонтальных напряжений, в 2—5 раз и более превышающих литостатическую нагрузку и ориентированных нормально к складчатым сооружениям [36, 140]. Аналогичные результаты дают иногда петрологические исследования, в результате которых по индекс-минералам устанавливается существование напряжений в земной коре (ориентировка их не выявляется), превышающих возможную литостатическую нагрузку [91, 255].

Все эти данные прямо или косвенно свидетельствуют о существовании поля **самостоятельных горизонтальных напряжений сжатия** в земной коре и о решающей роли таких напряжений в формировании ступенчатой и складчато-надвиговой структур Кавказа. Однако, как уже упоминалось, унаследованный характер развития основных поднятий и прогибов Большого Кавказа позволяет говорить об отсутствии сколько-нибудь заметных взаимных **горизонтальных перемещений** соответствующих частей земной коры региона. Можно сделать вывод, что в ходе развития Кавказа происходили горизонтальные перемещения, приведшие к возникновению надвигов и покровов, зон складчатости, но все основные прогибы и поднятия оставались на своих местах. Их взаимное расположение не менялось. Ширина складчатой области не сокращалась в процессе тектогенеза.

Расположение чешуйчатых надвигов и сопряженных складок Большого Кавказа не согласуется с предположением о том, что эти дислокации являются результатом сокращения ширины складчатого сооружения под действием общего сжатия. Как уже отмечалось, направление перемещения по надвигам резко меняется в зависимости от положения в общей структуре Большого Кавказа и происходит из прогибов на смежные поднятия (см. рис. 28). Это может указывать на местное происхождение сил, вызывающих образование надвигов.

К аналогичным выводам о самостоятельности чешуйчато-надвиговых дислокаций, их независимости от каких-либо региональных, общих причин можно прийти в результате изучения полей напряжений Кавказа. Как показал П.Н. Николаев [192], поле тектонических напряжений Кавказско-Иранской части Средиземноморского складчатого пояса можно разделить на поля напряжений нескольких рангов. Весь указанный отрезок складчатого пояса характеризуется единым полем тектонических напряжений с субгоризонтальной ориентировкой осей сжатия (в общем нормально к простиранию складчатых структур) и осей растяжения (по простиранию). Для Кавказа свойственно, кроме того, поле напряжения с субгоризонтальным сжатием вкрест простирания и субвертикальным растяжением. Крупные элементы тектонической структуры Кавказа (мегантиклинории и мегасинклинории) характеризуются своими, присущими только им полями напряжений (мегантиклинориям, в том числе Большому Кавказу, свойственно субгоризонтальное сжатие).

Существенно при этом, что локальные поля напряжений, связанные с теми или иными частями складчатого пояса, нельзя, по данным П.Н. Николаева, рассматривать как производные от общего, регионального поля напряжений, как результат трансформации единого исходного поля на неоднородностях земной коры: "тектодинамические системы разных рангов имеют и разные источники энергии, различный генезис, механизм формирования и сложно взаимодействуют друг с другом" [192, с. 69].

Таким образом, ни одна из существующих в геотектонике основных концепций не объясняет механизм формирования складчатой области, не приводя к тем или иным противоречиям с фактическим материалом. Фиксистские гипотезы не объясняют ведущей роли горизонтальных напряжений и складчато-надвиговых дислокаций в структуре этого сооружения, а мобилистские, как правило, обходят молчанием унаследованное развитие региона[1]. Задача заключается в том, чтобы, признавая отсутствие взаимных горизонтальных перемещений основных структурных элементов складчатой области, объяснить природу самостоятельных горизонтальных напряжений, служащих причиной формирования надвигов, покровов, полной складчатости, свойственных сооружению Большого Кавказа. Реальное сосуществование этих, на первый взгляд взаимоисключающих, характеристик складчатого сооружения показывает, что выход из этого видимого противоречия может быть найден на каких-то новых путях.

Историю и механизм формирования структуры региона можно попытаться объяснить, исходя из представлений о чередовании эпох общего растяжения и сжатия. Можно было бы думать, что в результате растяжения континентальная кора раскалывается на отдельные раздвигающиеся глыбы, в промежутках между которыми на новообразованной тонкой коре океанического типа возникают эвгеосинклинальные троги или авлакогены. Эти прогибы заполняются мощной толщей осадков. В следующую затем эпоху сжатия глыбы континентальной коры сближаются, раздавливая более пластичную (мощные осадки и тонкая консолидированная часть) кору трогов или авлакогенов. Осадочные толщи, выполняющие их, частично сминаются в складки, частично выдавливаются на смежные поднятия, образуя покровы и чешуйчатые надвиги. Поскольку строение коры трогов и авлакогенов, с одной стороны, и внетроговых глыб — с другой, с самого начала оказывается принципиально различным (ослабленная, пластичная кора в первом случае, мощная, прочная — во втором), то при последующих фазах растяжений и сжатий горизонтальные перемещения будут реализовываться опять в раздвигах или сближениях тех же внетроговых глыб, в прогибании или раздавливаниях тех же трогов и авлакогенов, которые возникли при первом таком цикле. Таким образом, неоднородность, глыбовая структура земной коры даже в случае горизонтальных перемещений ее частей создает картину унаследованного развития основных структурных элементов.

Итак, согласно этой точке зрения, периоды интенсивного осадконакопления (т.е. прогибания, связанного с растяжением) чередуются с периодами формирования надвигов, покровов, полной складчатости на фоне поднятия (т.е. сжатия). Материалы по Большому Кавказу самым категорическим образом противоречат этому. Оказывается, что чешуйчатые надвиги развиваются как в периоды предполагаемого сжатия, так и в периоды, когда можно говорить о господстве растяжения.

Наиболее интенсивное растяжение на Кавказе можно предполагать в течение юры—мела (с кратковременным сжатием на рубеже средней и поздней юры), когда почти повсеместно господствовали морские условия и накапливались толщи осадков, мощность которых в эвгеосинклинальном Южно-Кавказском троге достигла 10—25 тыс. м. Однако оказывается, что именно в это время формируются многие надвиги региона. К их числу в первую очередь можно отнести те чешуйчатые надвиги Восточного Кавказа (Тляротинский и Главнокавказский), которым соответствуют Дарьяло-Богосский и Сперозо-Тфанский антиклинории. Уже в тоаре—средней юре, т.е. во время предполагаемого господства общего растяжения, соответствующие этим антиклинориям пластины осадочных пород испытывали горизонтальное перемещение с севера на юг. Некоторые из надвигов на северном склоне Центрального Кавказа, возникнув в конце палеозоя, продолжали развиваться в ранней—средней юре [301]. Чешуйчатые надвиги, которым соответствует Адайхохское и Шаухох-Дарьяльское поднятия Центрального Кавказа, развивались также в течение ранней—средней юры (см. рис. 24), когда в Южно-Кавказском троге накапливались толщи осадков аспидно-сланцевой формации. Следовательно, чешуйчатые надвиги развиваются не только во время общих поднятий региона (что можно бы объяснить общим сжатием), но и в периоды преобладания общего прогибания, которое обычно связывается с растяжением. Все эти данные

[1] Сказанное нужно рассматривать не в качестве возражений против идей "новой глобальной тектоники" в целом, а лишь против применения этих идей к внутриконтинентальным геосинклинально-складчатым областям, к числу которых относится Большой Кавказ.

приводят к заключению, что и с позиций чередования общего сжатия и растяжения наблюдаемая картина строения и истории складчатой области не может быть объяснена.

На первый взгляд негравитационные горизонтальные напряжения сжатия и горизонтальные относительные перемещения частей земной коры взаимообусловлены и независимо друг от друга существовать не могут. Это представление основывается на кажущемся очевидным постулате о постоянстве объема горных пород. В этом случае, действительно, получить горизонтальные напряжения можно только путем взаимных перемещений частей той или иной территории. Однако рассмотренные выше противоречия, которые получаются между структурными и историко-геологическими данными, представляются достаточно существенными, чтобы не попытаться учесть и альтернативную возможность — возможность того, что объемы горных пород в ходе геологической истории могут существенно увеличиваться.

Для того чтобы это предположение не выглядело чрезмерно фантастическим, попытаемся найти такие геологические процессы и явления, которые указали бы на возможность увеличения объема горных пород. Очевидно, что увеличение объема породы теоретически может осуществляться двумя различными способами: в результате ее разуплотнения и вследствие привноса в нее некоторого количества добавочного вещества. Первый способ, возможно, реализуется при гранитизации метаморфических пород. Предполагаемое некоторыми исследователями разуплотнение вследствие набухания при пропитывании водой, выделяемой самой породой или поступающей извне, мыслимо только для глинистых, еще слабо литифицированных пород. Это далеко не объясняет все наблюдаемые дислокации, истолковываемые как результат увеличения объема пород. Гораздо более результативным оказался поиск признаков привноса добавочного вещества в слоистые породы. Рассмотрим соответствующие материалы.

О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В настоящее время широко распространена точка зрения о том, что расслоение внешних частей земного шара на серию концентрических оболочек является следствием гравитационной дифференциации первичного вещества Земли. В частности, формирование газовой и водной оболочек считается результатом именно такого процесса. Указывается, что количество летучих (CO_2, H_2O, S, Cl, F и др.) в современной атмосфере, гидросфере и осадочных породах значительно превосходит то их количество, которое могло быть получено при выветривании кристаллических пород коры. Поэтому можно полагать, что эти летучие поступали из мантии или низов коры [237]. Предполагается, что вода, слагающая гидросферу и входящая в состав литосферы и атмосферы, выделилась непосредственно из мантии [50], либо же образовалась в результате окисления водорода, поступающего из глубоких частей Земли. В пользу последнего свидетельствует тот факт [113, 157, 165, 277], что в верхней части мантии (на уровне гранатовых перидотитов, т.е. на глубинах свыше 70 км) газовая составляющая газово-жидких включений имеет в основном водородный состав с небольшой примесью метана, азота, углекислоты, гелия. Наличие воды не установлено. Водород окисляется при P–T условиях эклогитовой и гранулитовой фаций. Только после этого возникают водные растворы, находящиеся в надкритическом состоянии, содержание которых возрастает от гранулитов к зеленым сланцам.

В пользу этой точки зрения свидетельствуют данные о повсеместном, планетарном распространении высокоминерализованных и обычно относительно горячих вод [10, 89, 90]. В.Ф. Дерпгольц полагает, что можно говорить о существовании особой оболочки Земли, которую он называет гидрохлоросферой. Согласно этим данным, практически повсеместно уже на очень незначительных глубинах, не превышающих нескольких километров, обнаруживаются высококонцентрированные (50–300 г/л и более) идентичные по составу хлоридно-натриевые рассолы с большим содержанием брома и кальция. Эти рассолы В.Ф. Дерпгольц рассматривает как остаточную часть "сквозьмагматических растворов", поступающих из мантии и проходящих сквозь всю земную кору.

Судя по имеющимся данным [75, 76, 167, 221, 320], разнообразие составов природ-

ных вод суши свойственно только ее приповерхностной части. Здесь широко распространены различные гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и смешанные, главным образом, кальциевые и натриевые, преимущественно холодные, слабоминерализованные или пресные подземные воды. С глубиной обычно повышается температура и минерализация (до рассолов) этих вод и происходит унификация их состава. Повсеместно начинают преобладать минерализованные воды Cl—Na. Далее хлоридно-натриевые воды сменяются хлоридно-кальциевыми, хлоридно-магниевыми. Во всех этих рассолах, — обычно повышенная концентрация таких элементов, как Br, I, B, Sr, Ba, Ra, Li, NH_4, F, а также углеводородных газов, CO_2, инертных газов [119]. Эта так называемая "прямая гидрохимическая зональность" является планетарной закономерностью. Известны случаи понижения минерализации с глубиной, смены хлоридных вод на глубине водами иного состава, но это рассматривается как результат подтока приповерхностных вод, дегидратации осадков и осадочных пород при диагенезе. Некоторые исследователи допускают опреснение минерализованных вод под воздействием глубинных флюидов соответствующего состава [97, 236].

Происхождение минерализованных термальных вод рассматриваемого типа широко обсуждается в литературе. Их связывают (наиболее часто) с выщелачиванием соленосных отложений инфильтрационными метеорными водами, рассматривают как продукт тех или иных преобразований, метаморфизма погребенных морских вод, а иногда просто как следствие современного подтока морских вод и, наконец, как результат поступления глубинного ювенильного материала из мантии.

Чрезвычайно важным для выяснения этого вопроса представляется то, что минерализованные воды этого типа, нередко рассолы, встречаются в совершенно различной геологической и тектонической обстановках, как на щитах и плитах платформ, так и в горно-складчатых областях. Растворы и рассолы того же типа известны в пределах областей современного вулканизма, во впадинах внутренних морей и в рифтовых грабенах. Отсутствие какой-либо связи между распределением вод этого типа и вещественным составом, возрастом, тектонической структурой, типом земной коры соответствующих регионов представляется вполне естественным, если предположить, что эти растворы и рассолы так или иначе связаны с большими глубинами и возникают, по-видимому, где-то в низах коры, в мантии, или во всяком случае имеют в своем составе значительную глубинную, ювенильную составляющую. Воды этого типа (Cl—Na—Ca) с минерализацией от нескольких десятков до сотен грамм на литр известны в частности в Предкавказье (Азово-Кубанский и Терско-Каспийский бассейны), в Закавказье (Рионо-Куринский бассейн), в Степном Крыму. Широко распространены рассолы с минерализацией 20—450 г/л в Прикаспийской впадине, где развиты галогенные отложения [229].

Такие же (Cl—Ca—Na) рассолы встречены не только в осадочном чехле платформы, где их нахождение можно было бы объяснить вторичным растворением галогенных пород, но и в кристаллических породах фундамента. Сверхглубокая скважина на Татарском своде Восточно-Европейской платформы в архейских породах на глубинах 2500—5000 м обнаружила напорные термальные рассолы (333 г/л) Cl—Ca типа [112]. Сходные воды имеются на Фенно-Скандинавском щите [20, 259]. Здесь уже обнаружено свыше ста проявлений соленых вод и рассолов. В их числе и рассолы Кольской сверхглубокой скважины на глубине 6350 м, в метаморфизованных терригенно-вулканогенных породах среднего протерозоя, залегающих на гранито-гнейсовом архейском фундаменте, с минерализацией до 137 г/л. Термальные хлоридно-натриевые источники известны на Украинском и Алданском щитах [94, 194].

Широко распространены воды этого типа в складчатых сооружениях, хотя здесь картина обычно более сложная и, кроме вертикальной, нередко нарушаемой зональности, аналогичной отмеченной, существует сложная перемежаемость вод разных типов в плане. На Кавказе на Черноморском побережье известно месторождение мацестинских минеральных вод Cl—Ca—Na состава, [148]. Эта вода считается результатом смешения вод Черного моря и атмосферных. Однако сходные минеральные воды известны и на северном склоне Центрального Кавказа [59, 207, 219]. Здесь в районе Минеральных Вод в отложениях верхнего мела—палеогена широко распространены хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 15—35 г/л. Как вниз по разрезу (в породах нижнего мела, юры, домезозойского фундамента), так и вверх по разрезу хлоридно-натриевые воды сменяются слабоминерализованными сульфатными, гидрокарбонатными, смешан-

ными. Минерализованные (более 100 г/л) Cl—Na, Cl—Ca—Na, реже — Cl—Ca воды, обнаруживаются [133] с приближением к Терско-Каспийской и Азово-Кубанской впадинам и на территории самих впадин и в более глубоких стратиграфических горизонтах — в нижнемеловых, юрских, триасовых и пермских отложениях. Предполагается, что эти воды образовались вследствие отжатия погребенных морских вод из осадочных пород. Этому объяснению противоречит широкое распространение близких по составу термальных гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод (4—23 г/л) в самых разных комплексах пород собственно Центрального Кавказа [171]. Здесь воды этого типа известны в лавах Эльбруса, в изверженных породах от гранитов до диабазов и в осадочно-метаморфических — от глинистых до кристаллических сланцев. Очевидно, что породы, из которых можно было бы заимствовать погребенные морские воды, в этом случае отсутствуют.

Хлоридно-натриевые воды с небольшой примесью сульфатных и гидрокарбонатных обнаружены на Юго-Западном Памире среди архейских кристаллических пород [95]. Минерализация их достигает 60 г/л. Источники этих вод отлагают почти чистый галит.

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды являются основным типом вод районов грязевулканической деятельности [150].

В пользу глубинного происхождения хлоридных рассолов, их связи со "сквозьмагматическими растворами" свидетельствует сходство их состава с составом гидротерм и эксгаляций областей активного современного вулканизма. Многие минеральные источники вулканических областей "представляют отработанные гидротермальные растворы, из которых значительная часть содержавшихся металлических компонентов отложилась до выхода вод на поверхность" [28].

Рассмотрим в качестве примера один из наиболее детально изученных районов активного вулканизма — Узон-Семячикскую геотермальную область на Камчатке [61]. Здесь в вулкано-тектонической кальдере Узон отмечается четко выраженная гидрохимическая зональность. Центральное место занимают перегретые азотно-углекислые Cl—Na воды (минерализация 1,5—4,5 г/л), типичные для областей активного вулканизма. По мере удаления от зон их разгрузки температура и минерализация вод понижается, возрастает роль гидрокарбонатных и сульфатных разностей. С зонами разгрузки Cl—Na вод связана зональность гидротермальных изменений вмещающих пород и металлогеническая зональность. Имеющиеся данные позволяют считать, "что хлоридная натриевая вода, наблюдающаяся на поверхности, является конечным продуктом химической дифференциации глубинного гидротермального раствора, питающего систему. Этот вывод, видимо, справедлив и для других месторождений гидротерм [61, с. 108]. "Можно предполагать, что глубинный водный флюид имел преимущественно хлоридный натриевый состав и был обогащен калием, цезием, рубидием, кремнеземом, бором, серой, углеродом, мышьяком, сурьмой, ртутью, свинцом, цинком, золотом, серебром, германием. Отчетливо выступает прямая корреляция металлов, радона, углеводородов с хлоридно-натриевыми перегретыми водами глубинной зоны разлома и хлор-натриевой компонентой других типов вод" [61 с. 255].

Хлоридно-натриевые термальные воды этого типа, по данным Г.И. Арсановой [11] и С.И. Набоко [61, 191], по всем физико-химическим характеристикам одинаковы в разных областях активного вулканизма Земли вне зависимости от состава вмещающих пород — от риолитов (Иеллоустоун, Вайракей) до андезитов и базальтов (Камчатка, Исландия). Это единообразие, высокое содержание ряда элементов и специфические соотношения между ними свидетельствуют о глубинном происхождении рассматриваемых вод, о незначительной роли или даже отсутствии в них инфильтрационной составляющей и о том, что выщелачивание вмещающих пород не играло заметной роли в формировании состава вод этого типа.

Для Cl—Na вод областей активного вулканизма характерно отсутствие связи с теми или иными конкретными вулканическими постройками [2, 61, 191, 272]. Они охватывают бо́льшие, по сравнению с собственно вулканическими проявлениями, территории и временны́е интервалы. С конкретными вулканическими постройками связаны минерализованные термальные воды другого типа. Выходы Cl—Na гидротерм обычно оказываются приуроченными к тем же разломам, которые контролируют распределение самих вулканических построек; "существует особый тип гидротермальных процессов, сопряженных во времени и пространстве с вулканизмом, который не определяется конкретными вулканами" [61, с. 249].

Все это в сочетании с данными о подкоровом характере лав кальдеры Узон позволяет говорить о глубинном, мантийном происхождении вод данного типа, рассматривать их как результат процессов дегазации мантии. Связь между вулканизмом и гидротермами этого типа оказывается парагенетической.

Одним из аргументов в пользу самостоятельного, независимого от магматической деятельности происхождения гидротерм этого типа является их высокая термальная активность, приуроченность к тепловым аномалиям, не связанным с конкретными вулканическими постройками [2]. Такие аномалии и гидротермы обычно объясняются расположенными на глубине интрузиями. Однако, как показали расчеты, не существует такого механизма передачи тепла от интрузии гидротермальному раствору, который мог бы обеспечить устойчивый гидротермальный процесс при наблюдаемой мощности выноса тепла в течение длительного, в тысячи лет (о чем свидетельствуют геологические данные) отрезка времени. Уже за десятки—сотни лет должно было бы произойти охлаждение соответствующих интрузивных тел, и, как следствие, ослабление гидротермального процесса и изменение его характера, что не подтверждается наблюдениями. Выход из этого противоречия — в предположении о возникновении гидротерм за счет "эндогенного пара", эндогенного флюида. Тепловая мощность такого флюида, по мнению В.В. Аверьева [2], достаточна для того, чтобы вызвать плавление пород и процессы вулканизма. По мнению И.М. Волохова [57], восходящие флюидные потоки играют решающую роль в процессах магматизма и вулканизма.

Выходы Cl—Na гидротерм известны в районах активного современного вулканизма не только на суше, но и в связи с подводными вулканами. К.К. Зеленов [110] описал подводные выходы азотно-углекислых хлоридно-натриевых термальных источников в окрестностях одного из подводных вулканов Индонезии. В их водах отмечено высокое содержание кремнезема и ряда других элементов. Сходные результаты получил Г.М. Гавриленко [63].

Упомянем также хлоридно-натриевые рассолы (минерализация до 250—320 г/л), известные в придонных частях рифтовой впадины Красного моря [323, 19, 220]. Температура их равна 62°С. Изотопный состав ряда элементов в рассолах отличается от такового в морской воде. Концентрация большинства ионов в их соотношении с хлором отклоняется от аналогичных значений для океанических вод. Концентрация рудных элементов приблизительно на три порядка больше, чем в морской воде. Из газов отмечены CO_2, N_2, Ar, углеводороды. О происхождении рассолов Красного моря существуют самые разные представления. Резко повышенный тепловой поток на территории впадин, содержащих рассолы, обогащенность их металлами, наличие здесь же глубинных разломов — все это указывает на глубинное происхождение рассолов [19].

Рассолы Cl—Na—Ca (с минерализацией до 52 г/л) известны в рифтовой зоне Исландии. Судя по тепловой мощности рассолов и по изотопному составу водорода, гелия, серы, кислорода, их состав приблизительно на 57% слагается морской водой, на 18 — инфильтрационными водами и на 25 — ювенильными [129].

Рассолы аналогичного состава установлены во впадине Орка в Мексиканском заливе [230]. Признаки существования современных высокотемпературных (t = 400°С) гидротермальных растворов хлоридного состава обнаружены в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и на Аравийско-Индийском хребте [77, 158, 183].

В пользу глубинного происхождения хлоридно-натриевых растворов и рассолов свидетельствуют также сходство их составов с составом газово-жидких включений в минералах гидротермального, пегматитового, скарнового и магматического генезиса [28, 96, 84, 119, 254]. Эти включения представлены обычно высококонцентрированными (от 40—50 до 300—700 г/л) рассолами хлоридно-натриевого типа. В меньших количествах присутствуют хлориды кальция, калия, магния. Концентрация их может быть столь высокой, что часть растворенных компонентов выпадает из раствора и образует твердые включения в составе газово-жидких пузырьков. В этом случае в составе таких твердых включений преобладает галит, сильвин, кальцит, гематит. В газовой фазе — CO_2, H_2S, NH_3, N_2 есть углеводородные газы. В малых количествах отмечены Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, W и др. Сульфаты и, особенно карбонаты, встречаются в подчиненных количествах.

Эти рассолы вместе с газовыми и твердыми включениями одни исследователи считают исходным маточным раствором, захваченным при кристаллизации минералов,

другие — остаточной частью таких растворов, образовавшейся после выпадения из них минералов, в состав которых входят газово-жидкие включения, т.е. "отработанными гидротермальными растворами" (А.Г. Бетехтин).

Сходство составов хлоридных растворов тектонически разных районов, газово-жидких включений в минералах различного происхождения, а также гидротерм районов современного вулканизма представляется нам чрезвычайно знаменательным. Простая конвергенция кажется очень маловероятной. Остается предположить только общность происхождения всех этих образований. Отсутствие связи между проявлениями вод этого типа и тектоно-магматическим режимом той или иной территории (от щитов древних платформ до областей современного вулканизма и от континентальной коры до океанической) позволяет предполагать, что хлоридные растворы возникают, вероятно, ниже подошвы земной коры на глубинах, превышающих глубину заложения основных элементов тектонической структуры земной коры.

Такое представление о генезисе этих растворов, конечно, далеко не бесспорно. Существуют и иные точки зрения по этому вопросу [5, 7, 8, 10, 44, 83, 85, 104, 115, 130, 134, 172, 216, 218, 236, 241, 258, 263; и др.].

Одним из природных явлений, которое может указывать на существование восходящего потока глубинных флюидов, является аномально-высокое пластовое давление (АВПД), широко распространенное в тектонически активных зонах Земли. Существует несколько гипотез о причинах этого явления. В свете изложенных выше материалов нам наиболее правдоподобной представляется точка зрения П.Н. Кропоткина и др. [43, 139], согласно которой АВПД связаны с подтоком в осадочную оболочку высоконапорных глубинных флюидов, возникших в процессе дегазации мантии.

Таким образом, мы присоединимся к представлению, о котором уже говорил целый ряд исследователей: о существовании подкорового, мантийного источника ювенильных вод [2, 57, 89, 135, 145; и др.]. Согласно этому представлению восходящий поток хлоридных растворов и рассолов можно в значительной степени связывать с мантийным источником, рассматривать как результат процесса дефлюидизации мантии, как остаточную часть "сквозьмагматических растворов".

Из всего этого отнюдь не следует, что в данном случае отрицается существование вод других типов — магматических, метаморфических, погребенных, инфильтрационных и т.д. Но все они в конечном итоге возникли из ювенильных вод (или, иными словами, являются продуктом дефлюидизации мантии), и во всех них в той или иной степени (особенно это касается Cl—Ca—Na вод) имеется ювенильная компонента, очень существенная, вероятно, в магматических водах, близкая к нулю — в инфильтрационных. И благодаря устойчивости и однонаправленности процесса поступления такой составляющей (что следует из самых общих соображений) роль ее в формировании подземной гидросферы, если брать достаточно большие отрезки времени, становится определяющей. Все процессы, связанные с приповерхностным кругооборотом воды, начиная от годичных циклов и кончая огромными экзогенно-метаморфическими циклами [247], в силу своего обратимого характера, могут, вероятно, только в разной степени замаскировать, но не изменить эту картину. Судя по данным изотопного анализа [21, 129, 217], роль ювенильной составляющей может в отдельных случаях достигать 25 %, в ряде случаев — 2—5, но обычно вообще не улавливается; 5—10% всех термальных источников, по этим данным, сформировалось при значительном участии ювенильных вод.

Итак, флюидный поток выносит из мантии огромное количество Na, Ca, Si, Cl, целый ряд других компонентов, в том числе рудных, обладает высоким тепловым потенциалом. Параллельно идет восходящий радиальный поток CO_2, H_2, N_2, инертных и углеводородных газов и т.д. Какая-то часть этого потока достигает дневной поверхности. В глубоких частях коры с воздействием этих потоков связывают магматические, ультраметаморфические и металлогенические процессы. Вероятно, что и в промежуточных, и в самых верхних частях земной коры попадающая туда остаточная часть этого потока не может оставаться нейтральной по отношению к вмещающим породам. В чуждых для восходящего потока *P—T* условиях верхов коры некоторые компоненты гидрохлоросферы должны выпадать из раствора, другие — вступать в те или иные реакции между собой или с вмещающими породами, некоторые — оказываться в недостатке, что приведет к выщелачиванию их из вмещающих пород. Поскольку свой-

ства воды как растворителя при изменении внешних условий меняются не постепенно, а скачкообразно, столь же резко изменяется при этом и поведение растворенных веществ [197]. Поэтому те или иные процессы выпадения из раствора, выщелачивания, обмена могут протекать в узких интервалах P–T условий, т.е. в малых интервалах глубин земной коры. Меняющийся по вертикали состав метаморфических и осадочных пород также может влиять на эти процессы, облегчая в одних случаях и затрудняя в других выпадение из раствора тех или иных его компонентов.

Представляется таким образом, что это воздействие восходящего потока может охватывать весь осадочный чехол земной коры — от зоны гранитизации и метаморфизма до зоны осадконакопления включительно. Все те новообразования и изменения, которые, по-видимому, можно связывать с этим восходящим потоком ювенильных минерализованных вод, мы и имеем в виду, говоря о наложенных процессах.

Рассмотрим материалы, которые могут быть истолкованы в пользу этого предположения, хотя очевидно, что это истолкование не является единственно возможным.

Наиболее поразительны данные о происхождении толщ пород, называемых эвапоритовыми, согласно которым их образование невозможно объяснить выпариванием морской воды [146, 147, 257].

В разрезах галогенных толщ нет той смены и того соотношения пород, которое должно было бы при этом наблюдаться. В ходе выпаривания должен выдерживаться следующий порядок выпадения из рассола: карбонаты, а затем сульфаты кальция, галит, сульфаты магния, калийные соли и, наконец, хлориды магния [44, 147]. Однако часто в разрезе могут отсутствовать карбонаты или ангидриты, с которых должен начинаться разрез, и соли ложатся прямо на песчано-глинистые породы; в основании разреза могут оказаться калийные соли и т.д. Очень невыдержаны и отличаются от теоретического количественные соотношения пород разных типов в разрезах галогенных толщ. Как отмечал А.Л. Яншин, "сравнительные объемы различных солей, а часто и последовательность их в разрезах мощных соляных залежей не соответствуют в точности ни одной из разработанных диаграмм физико-химического равновесия" [324, с. 5]. Такие отклонения обычно объясняют наличием промежуточных бассейнов, где морская вода испытывала предварительное сгущение и могла терять те или иные компоненты.

Этому противоречат, как отмечает Н.А. Кудрявцев, случаи, когда в основании соляных толщ есть карбонатные породы, но нет ангидритов, хотя в промежуточных бассейнах в первую очередь должен был быть оставлен именно карбонатный материал. Само существование таких бассейнов обычно только предполагается, исходя из необходимости объяснить наблюдаемые отклонения от теоретической картины. Особенно спорным становится предположение о промежуточных бассейнах, если учесть размеры бассейнов соленакопления прошлых эпох (от сотен тысяч до полутора–двух миллионов км^2) и то, что садка солей происходила, по-видимому, в условиях не мелких пересыхающих озер или лагун, а в глубоководных условиях и с огромной скоростью [324, 326]. В этом случае промежуточные бассейны по размерам должны быть не меньше основного солеродного и поставлять в него огромное количество предварительно сгущенной рапы. Для образования одного крупного соляного месторождения было необходимо сгустить 1/4–1/3 воды Мирового океана [146, 147]. Отложения промежуточных бассейнов такого масштаба должны были бы составлять обязательный элемент окружения собственно соляных залежей, чего в действительности не наблюдается.

Отклонения реальных соотношений разных компонентов галогенных толщ от теоретически ожидаемого получается и в том случае, если рассматривать не отдельные разрезы таких толщ, а подсчитывать их количество на значительной территории за большие отрезки времени. Так, во всех солеродных бассейнах палеозоя в целом отмечается значительный избыток сульфатов кальция (гипсов и ангидритов) по отношению к наличному количеству галита [101]. Наоборот, калийных солей всегда меньше, чем должно было бы быть. Никакими промежуточными бассейнами эти отклонения объяснить не удается.

Можно предположить, как делают некоторые исследователи, что подобные отклонения связаны с изменениями солевого состава вод океана в ходе геологической истории. Но, во-первых, другие исследователи, исходя из геохимических или биологических данных, полагают, что состав вод океанов не менялся сколько-нибудь заметно в течение по крайней мере всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя [49, 51, 111, 266]. Во-вторых, если такая эволюция состава происходила, то она совершенно необъяснима

в рамках традиционного представления о формировании солевого состава океанической воды за счет выщелачивания горных пород суши. Исходными для такого выщелачивания могли быть в конечном итоге только магматические породы земной коры (осадочные породы сами с этой точки зрения возникли за счет разрушения магматических пород). Но состав кристаллических пород коры в ходе фанерозоя отнюдь не менялся таким образом, чтобы при их выщелачивании возникали то преимущественно сульфатные, то хлор-кальциевые, то хлор-натриевые океанические воды.

Фациальная зональность в солеродных бассейнах также не соответствует той, которая предполагается лагунной гипотезой [146, 252]. Согласно этой последней, галогены должны отлагаться в результате выпаривания в отшнурованных от основного бассейна водоемах в условиях аридного климата. Между тем широко распространены случаи, когда галогенные отложения фациально замещаются нормальными морскими осадками или даже осадками опресненных водоемов. Существуют «убедительные доказательства наличия фациальных изменений по простиранию в сериях эвапоритов и ассоциирующихся с ними карбонатов, постепенный переход от массива соли к переслаиванию ангидрита и "эвапоритового доломита" и к тому, что упрощенно называем "нормальным морским известняком"» [252, с. 75]. Это заставляет говорить о "лагунах в океане". Так, в Восточном Предкавказье известны галогенные отложения (галит, гипс, ангидрит) киммериджа—титона. В южном направлении, на северном склоне Большого Кавказа, они замещаются карбонатными осадками морского бассейна. На границе между этими двумя фациальными областями нет никаких баров, кос, а есть цепочка рифогенных сооружений [244]. Подобная картина наблюдается в целом ряде других случаев. По данным Г.А. Логиновой [161], сульфатные отложения Предкавказья замещаются к югу лагунными, а не рифовыми известняками и доломитами. Но и в этом случае приходится, исходя из лагунной гипотезы, предполагать, что степень солености может меняться в столь большой степени в пределах единого бассейна, что в одной его части отлагаются галит и ангидрит, а в смежной — известняки и доломиты. Это выглядит неправдоподобно. Известно, что для выпадения из морской воды карбонатов кальция и магния ее соленость должна достичь 7—10, гипса — 13—15, а галита — 25—27% (последнее означает испарение 90% первоначального объема воды). Одновременное существование в течение миллионов лет в разных частях единого бассейна вод со столь различной концентрацией солей вряд ли возможно. Течения (в том числе конвективные, связанные с разной плотностью этих вод), ветровое волнение привели бы к выравниванию концентраций и, следовательно, к накоплению на всей площади бассейна осадков, соответствующих той или иной, но одинаковой солености.

Из этого затруднения можно найти выход, если предположить, что воды разной солености в едином бассейне дифференцированы не по площади последнего, а занимают разные этажи, иными словами, водный слой солеродного бассейна стратифицирован [252]. Вверху располагаются воды нормальной солености, а внизу — все более и более концентрированные. Эти последние займут наиболее глубокие части бассейна, и здесь из них будет осаждаться галит; в менее глубоких частях, где ко дну прилегает слой с менее концентрированной водой, может выпадать ангидрит, еще ближе к берегу — "эвапоритовые доломиты", а затем появятся и нормальные морские известняки, образовавшиеся в слое нормальной морской воды и не соприкасавшиеся с осолоненными водами.

Это представление объясняет указанные фациальные переходы, но механизм возникновения стратифицированности водного слоя, предлагаемый Л.Л. Слоссом [252], кажется спорным. По его мнению, стратифицированность возникает вследствие солнечного испарения поверхностного слоя воды и стекания образующихся более минерализованных вод в придонные, наиболее прогнутые части бассейна. Там эти воды накапливаются, концентрация их постепенно растет (опять же за счет солнечного испарения в те периоды, когда верхний слой воды временно сгоняется ветром в сторону) вплоть до выпадения тех или иных солей. Представляется, во-первых, что таким путем стратифицированность не может возникнуть, так как концентрированный раствор из поверхностного слоя не будет стекать на дно бассейна, а тут же перемешается с остальной водой. Общая концентрация несколько повысится, но останется практически одинаковой во всем водном слое. Во-вторых, кажется нереальным механизм дополнительного выпаривания нижнего слоя, предполагающий временный сгон верхне-

го слоя ветром. И, наконец, в-третьих, отсутствуют современные аналоги таких бассейнов, где стратифицированность водного слоя сформирована таким способом (небольшие озера аридной зоны, о которых упоминает Л.Л. Слосс, не могут, как и лагуны вообще, служить моделью такого явления вследствие несопоставимости их размеров с размерами реальных бассейнов соленакопления).

Однако в настоящее время существует по крайней мере один достоверный бассейн (Красное море), а может быть, и другие (Мексиканский залив), где именно такая стратифицированность водного слоя существует, но вызвана совсем иным механизмом. Этот механизм — подток, вероятно, эндогенного рассола через дно соответствующего бассейна. В этом случае все трудности, перечисленные выше, отпадают. При таком подходе упомянутые фациальные соотношения легко объясняются и уже в свою очередь могут рассматриваться как свидетельство былого существования таких подтоков. Необходимость в существовании бассейнов предварительного сгущения морской воды не возникает, поскольку концентрированные растворы могут непосредственно поступать из глубин земной коры в солеродные бассейны. Состав таких растворов может меняться во времени или они могут в разной степени перемешиваться с морской водой, что приведет к садке тех или иных отложений в пропорциях, которые никак не связаны с содержанием соответствующих компонентов в морской воде. Скорость соленакопления может быть любой.

Изучение газово-жидких включений в первичном, седиментогенном галите девонских соленосных толщ Днепровско-Донецкой впадины показывает, что они осаждались из рапы, имевшей температуру 40–75°С [211]. Калийные соли выпадали из рапы, нагретой до 80–90°С [67]. Аналогичные результаты получены по солям Прикаспийской впадины (О.П. Румянцева, 1979 г.). Эти температуры слишком велики для нормального осадконакопления и, очевидно, указывают на низкотемпературный гидротермальный процесс, аналогичный таковому в Красном море.

Признание жесткой связи между аридным климатом и "эвапоритовыми отложениями", предполагаемое эвапоритовой гипотезой, приводит и к другим затруднениям. Отмечены случаи переслаивания соленосных отложений с осадками, свидетельствующими о влажном климате (вплоть до углей) [67]. Трудно предположить, что климат в этих случаях мог меняться столь быстро и столь радикально, как это следует допустить, исходя из указанной гипотезы. Л.Л. Слосс отмечает, что по мере получения новых данных о распространении таких отложений "становится все труднее их распределение втиснуть в четкую климатическую зональность" [252, с. 80]. В результате этот исследователь приходит к выводу, что аридный климат для соленакопления не обязателен (нужно лишь некоторое превышение расхода воды на испарение над приходом). На сходные затруднения указывает М.А. Жарков [100], проанализировавший материал по палеозойским галогенным отложениям всех континентов.

Очень существенно то, что воды современных озер аридных областей относятся к карбонатному и сульфатному, но не хлоридному типу [103]. Поэтому предположение о существовании хлоридных озер в прошлом противоречит принципу актуализма. В то же время отложения галогенных пород из вод современных источников установлены документально, например отложения галита на Памире [160]; такая же картина наблюдается в осевых впадинах Красного моря, где галит слагает до 60–70% веса сухого осадка, образовавшегося в результате деятельности подводных термальных источников [19]. Этот последний район можно считать областью современного галогенеза [326]. Термальные рассолы хлоридно-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого составов вообще распространены практически повсеместно. Геохимическое родство галогенных отложений и солевого состава этих рассолов во многих случаях очевидно.

На основании изложенного нам кажется достаточно обоснованной точка зрения исследователей, которые считают, что материал галогенных толщ имеет глубинное происхождение и связан с деятельностью рассолов гидротермального типа [146, 147, 223, 257 и др.]. Такое объяснение разрешает перечисленные выше затруднения эвапоритовой гипотезы. Существуют и некоторые другие данные в пользу этой точки зрения.

Прежде всего отметим тот факт, что крупные соляные залежи, как правило, связаны с опусканиями земной коры типа передовых или межгорных прогибов, авлакогенов, ограниченных разломами [42, 257]. Эти разломы могли служить подводящими каналами для соленосных рассолов. Р.Н. Валеев [41] указывает на то, что формиро-

вание галогенных толщ, приуроченных к авлакогенам, происходит в стадию наиболее интенсивного их погружения, сопровождающегося вулканизмом, наложенной гидротермальной минерализацией. Считая соленакопление в основном экзогенным процессом, этот автор не отрицает и определенной роли эндогенного фактора. "Дополнительным источником солей и особенно разнообразных скоплений или примесей в солях и вмещающих образованиях ценных рудных и нерудных полезных ископаемых (Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, Hg и др.) могли служить высокоминерализованные гидротермы, поступающие по разломам в наиболее нарушенных зонах авлакогенов" [41, с. 131]. На возможность такой зависимости указывает повторяемость (до нескольких раз) разновозрастных солей в разрезе в одних и тех же местах [146, 147]. Если исходить из экзогенных гипотез, то остается непонятным, почему в одних и тех же районах многократно возникали сходные палеогеографические условия, благоприятные для соленакопления. При объяснении эндогенными факторами этот факт получает вполне очевидное истолкование повторными поступлениями соленосных рассолов по одним и тем же каналам. Понятным становится и нередко отмечаемое, хотя и не обязательное, сонахождение галогенных и вулканогенных пород [257].

Один из признаков вторичного, гидротермального, происхождения солей — нахождение их в виде секущих жил и прожилков среди пород другого состава. Соли в этом случае обладают поперечно-волнистой структурой, характерной для гидротермального кальцита [146, 147]. О возможности гидротермального происхождения соляных толщ говорит, с одной стороны, то, что в этих толщах могут встречаться водород и азот, а также минералы бора, ограненные кристаллики кварца, флюорит, галенит, халькопирит, целестин [146], гидротермальный генезис которых достаточно очевиден, а с другой — нахождение галита в таких явно глубинных образованиях, как кимберлиты (до 1,5% объема), в железорудных месторождениях (до 20%) Сибирской платформы (среди магнетита и в скарнах) и в траппах [47, 204]. Соль выполняет полости, идет по трещинам. Вместе с нею постоянно встречаются кальцит и хлорит, гидротермальное происхождение которых несомненно. Во многих минералах самого различного происхождения — гидротермального, пегматитового, магматического — обнаруживаются газово-жидкие включения, выполненные рассолами с кристалликами галита. Концентрация их достигает 500 г/л.

Во многих рудных месторождениях установлено широкое распространение гидротермальных гипса и ангидрита [265], т.е. минералов, которые еще больше распространены в отложениях, связываемых с эвапоритовым процессом, чем собственно галит и аналогичные соли. Гипс и ангидрит играют очень существенную роль в глубинных частях многих сульфидных месторождений Cu, Mo, Pb, Zn и т.д. во многих металлогенических провинциях СССР и других стран. Признаки сульфатной минерализации (не эпигенетической) отмечаются в скарнах, пегматитах. Сульфаты выделяются из растворов при $t = 180–280^{\circ}C$ при давлениях, отвечающих глубине около 1–1,2 км, почти одновременно или непосредственно перед рудными минералами [242]. Существуют, следовательно, гидротермы соответствующего состава. Поэтому возможно, что и сульфаты "эвапоритовых" толщ имеют гидротермально-осадочное происхождение.

Предполагается, что могут существовать два способа образования галогенных залежей с помощью глубинных рассолов. Первый — это непосредственное поступление рассолов на дно морского бассейна [223], в результате чего концентрация солей в бассейне или в его придонной части возрастает и начинается их выпадение из раствора (Красное море) или даже непосредственное формирование соляных диапиров из насыщенных гидротерм [279]. Второй возможный способ — это накопление в порах, пустотах, по плоскостям слоистости в уже сформировавшихся осадках, а также метасоматическое замещение других осадочных пород галогенными породами [146, 147]. Отмечается существование структур замещения, реликтовых участков замещенных пород среди солей, постепенных замещений одних другими и т.д. О том же свидетельствуют палеозойские ангидриты и доломиты Русской платформы, которые, по мнению Л.М. Бириной [29], возникли в результате замещения известняков. Отмечаются все переходные разности от исходных пород до полностью замещенных. Ангидриты по форме выделений разделяются на поровые, гнездовые, массивные, жильные, дендритовые. Формирование этих пород сопровождалось окремнением, флюоритизацией, целестинизацией.

Разумеется, эти представления не являются общепризнанными и часто оспариваются. Однако контраргументы не кажутся нам убедительными. Так, в качестве одного из возражений приводятся данные о наличии годичной и сезонной слоистости в галогенных отложениях, что связывается с сезонными колебаниями концентрации рапы при выпаривании. Однако эта слоистость может быть истолкована как результат сезонных колебаний степени разбавления ювенильных рассолов в солеродном бассейне атмосферными водами или сезонных изменений гидродинамики бассейна, что приводит к тем же самым результатам. Точно так же закономерные фациальные замещения солей глинами или карбонатными породами не противоречат изложенным представлениям. Глины фиксируют привнос тонкого обломочного материала независимо от того, каким путем сформировались в солеродном бассейне рассолы — выпариванием или с помощью эндогенных источников. А карбонаты могли формироваться, например, в прибрежной зоне, в которую не проникали глубинные рассолы, поступавшие в осевую часть бассейна.

Очень существенным аргументом в пользу чисто экзогенного, собственно эвапоритового происхождения толщ галогенных отложений является тот факт, что они, как правило, ассоциируются с породами, свидетельствующими об аридном климате, т.е. занимают определенное место в фациальном парагенезисе пород, который в целом не может быть связан с эксгаляционно-осадочным механизмом.

Но и этот аргумент, очевидно, не является решающим. Во-первых, галогенные отложения, как уже отмечалось, могут замещаться породами, которые свидетельствуют о существовании во время их образования нормального, а не аридного климата. Во-вторых, дело, по-видимому, не в том, что галогенные отложения образуются при выпаривании в обстановке аридного климата, а в том, что преимущественно в этой обстановке, при дефиците атмосферных вод, деятельность термальных источников, несущих сульфаты кальция, хлориды натрия и другие компоненты, может привести к такому осолонению морского или какого-либо иного бассейна, которое будет достаточно для выпадения солей в осадок. Аридный климат, следовательно, только создает условия для проявления эндогенного процесса. Иными словами, по отношению к галогенным отложениям в целом действует, по-видимому, та же закономерность, которая установлена по отношению к осадочным боратам. А.А. Озол [200] выделяет две бороносные провинции — Альпийско-Гималайскую и Тихоокеанскую. Для них характерно резко повышенное содержание B как в вулканогенных породах, так и в газопароводяных источниках, а также в водах озерных бассейнов. При этом повышенное содержание бора отмечается только в Cl—Na источниках, связанных с глубинными разломами (до 120 мг/л), но не с конкретными вулканическими сооружениями (6 мг/л). Отмечается явная положительная корреляция B с Cl, Na, K, отрицательная — с сульфат-ионом, SiO_2, Fe, Mn. Все это свидетельствует о глубинных, подкоровых источниках B. Вследствие этого бораты могут выпадать в осадок на разных стадиях осолонения бороносных бассейнов в зависимости от интенсивности гидротермального питания. Поэтому бораты не занимают постоянного места в ряду хемогенных осадков и могут выпадать вместе с известняками, гипсами, галитом и т.п. Однако концентрации боратов, достаточные для их выпадения в осадок, достигаются только в озерных бассейнах, расположенных в зонах с аридным климатом. Таким образом, климатический фактор регулирует процесс накопления боратов (как, вероятно, и галогенов вообще), но сам этот процесс вызывается эндогенными причинами.

Имеются данные, свидетельствующие о том, что гидротермально-осадочное происхождение имеют многие кремнистые породы, в частности верхнемеловые трепелы Приднестровья на Украине [188]. Геологическое и микроскопическое изучение этих пород позволило В.И. Муравьеву сделать вывод о первично-гелевой природе кремнезема, слагающего их. Этот исследователь приходит к заключению, что формирование мощных (до 15 м) толщ кремневого состава на огромных площадях, на различном удалении от берега, без примеси стратифицированного терригенного материала "может происходить лишь при геологически мгновенном появлении в бассейне седиментации значительных масс кремнезема, подавивших фоновый процесс осадконакопления... представляется, что единственным механизмом, способным доставить мгновенно большие количества SiO_2 в бассейн седиментации и подавить в отдельных участках фоновый процесс отложения терригенных или биогенных осадков, может быть гидротермальная деятельность... Большие массы кремневого геля могли сформироваться

при соприкосновении термальных вод, содержащих высокие количества растворенного SiO_2, с морской водой" [188, с. 106].

Из геологически мгновенно сформировавшегося гелевого материала возникли и кремнистые породы другого типа — опоки [187]. Наряду с преобладающими в составе опок минералами, связанными с преобразованием кремневого геля, в нем заметную роль играют новообразованные монтмориллониты, цеолиты, но также есть и зрелая ассоциация обломочного материала — кварца, мусковита. Формирование этих опок В.И. Муравьев связывает в данном случае с быстрым преобразованием выпадавшего в массовом количестве пеплового материала. Однако если возникновение монтмориллонита и цеолитов по пепловому материалу представляется вполне возможным, то объяснить таким же образом возникновение главного (92—98%) компонента опок, т.е. кремнезема, кажется невозможным. И по аналогии с трепелами можно предположить, что они возникли в результате гидротермально-осадочного процесса, т.е. в результате привноса кремнезема гидротермальными растворами.

Отмечается [286, 291], что строение большинства кремнистых формаций свидетельствует о пространственной и временно́й независимости — частичной или полной — кремненакопления от вулканизма. В типичных геосинклинальных кремнисто-вулканогенных формациях объем кремнистого материала соизмерим с объемом вулканитов, а иногда превышает его. Все это означает, что вулканические породы не могут служить единственным источником материала кремнистых пород. Альтернативным источником указанные исследователи считают гидротермальный процесс, поставляющий в бассейны осадконакопления большие массы кремнезема.

К аналогичным выводам приходят, на основе анализа отложений конкретных регионов, В.А. Голубовский и Т.Н. Голубовская (1979 г.), Д.Г. Челидзе и Н.И. Хмаладзе (1976 г.).

По-видимому, формирование соляных и кремнистых (трепелы, опоки) толщ, связанное с деятельностью гидротермальных растворов, является только одним из наиболее ярких, бросающихся в глаза результатов такого процесса. Существуют многочисленные данные о других аутигенных минеральных новообразованиях в осадочной оболочке. И.В. Хворова [285] описывает линзу фосфоритов мощностью до 40 м, которая, по-видимому, сформировалась в результате метасоматических преобразований нижнепермских карбонатных пород. Аналогичные фосфориты известны и в ряде других пунктов. Как продукт гидротермально-метасоматического процесса рассматриваются стратиформные тела барита в нижнепалеозойских кремнистых сланцах Казахстана [52]. Эти бариты имеют явные признаки вторичного происхождения, сформировались, судя по термометрии газово-жидких включений, при $t = 180—280^{\circ}C$, тяготеют к зоне разлома. Предполагается, что Ba был заимствован из самих кремнистых пород, обогащенных им еще в процессе осадконакопления, а S — из залежей сульфатных пород, при этом полностью уничтоженных. Однако подобное объяснение, исходящее только из перераспределения материала в пределах осадочной оболочки, представляется не единственно возможным.

Очень интересны данные о целестине на Северном Кавказе [202]. Проявления целестина разделяются на первично-осадочные, седиментационно-диагенетические и эпигенетические, наложенные. Бóльшая часть целестина относится к последней группе. Первично-осадочный и седиментационно-диагенетический целестин приурочен к карбонатно-сульфатным толщам верхней юры—нижнего мела. Эпигенетический целестин установлен и в кристаллическом фундаменте, и в осадочном чехле, в жилах, секущих девон, юру, мел. Значительную роль играет метасоматическое замещение карбонатов. Концентрация эпигенетического целестина резко возрастает в локальных складчатых и разрывных структурах. Источником его считаются подземные воды, перераспределяющие осадочный целестин из пород юры—мела, а также воды, приносящие его из более глубоких горизонтов.

Существуют многочисленные данные об аутигенном минералообразовании в литифицированных осадочных породах. Отметим в качестве примера указания В.П. Батурина [17] на новообразование альбита и кварца в известняках верхнеюрских флишевых толщ южного склона Большого Кавказа (этот исследователь связывает указанные процессы с привносом вещества). Кроме того, отмечены аутигенные кальцит, сидерит, хлорит и мусковит [292].

Как правило, аутигенное минералообразование в этих и других подобных случаях

считается результатом перераспределения вещества внутри слоистой толщи. Однако подобные объяснения обычно являются чисто умозрительными, источники привнесенного вещества не указываются, и есть основания предполагать, что по крайней мере в ряде случаев аутигенез вызван привносом добавочного глубинного вещества в слоистые толщи [210].

Очень существенными аргументами в пользу привноса вещества в зону осадконакопления или непосредственно в осадочную оболочку Земли являются некоторые данные геохимии. Кажется очевидным, что осадочная оболочка сформировалась главным образом за счет пород кристаллического фундамента — его выветривания, размыва и переотложения. Но в этом случае средний химический состав осадочных пород должен быть практически тождествен таковому кристаллического основания. Однако это не так. «Фундаментальной особенностью осадочных пород является отчетливо выраженное отличие их состава от среднего состава пород "гранитной" оболочки, которые являются одним из главных источников вещества осадков (по крайней мере для последних 1,6 млрд. лет земной истории). Это отличие прежде всего проявляется в резко повышенном содержании в стратисфере и непосредственно с нею связанной гидросфере воды, углекислоты, органического углерода, а также серы, хлора, фтора, бора и других избыточных летучих, что рассматривается всеми геохимиками как указание на их непосредственное выделение из мантии в процессе ее дегазации. Другой важной особенностью состава осадочных пород является высокое содержание в них кальция, что до сих пор остается самой загадочной чертой геохимии поверхностных оболочек. Весьма характерно также сдвинутое в пользу калия отношение натрия к калию, не компенсируемое избытком натрия в океане, что приводит к некоторому дефициту натрия в стратисфере и гидросфере, вместе взятых, относительно "гранитной" оболочки» [237, с. 1784]. "В настоящее время трудно предложить серьезно обоснованное решение этой задачи", — пишут А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [237, с. 1792].

А.А. Ярошевский [327] указывает, что нужно было бы уменьшить в 3—4 раза распространенность карбонатных пород в осадочной оболочке, чтобы свести баланс по Ca, или увеличить во много раз распространенность богатых Ca магматических пород. Однако последнее приведет к резким диспропорциям в балансе Fe и Mg. К аналогичным выводам приходят Р.М. Гаррелс и Ф.Т. Маккензи [66]. Эти авторы указывают, что расчетные пропорции разных типов осадочных пород (полученные из "средней магматической породы") не согласуются с наблюденными. Наиболее заметным различием является низкий процент известняка, полученный по расчетам. Это означает, что существует дополнительный вклад в массу известняков, за счет которого получается приблизительно половина всех карбонатных толщ осадочной оболочки.

Предполагается, что таким дополнительным источником Ca и Mg могут служить вулканические породы, из которых эти элементы выщелачивались. "Можно считать, что имеются два типа источников массы осадочных пород. Один из них — классический — связан с континентальной эрозией, при которой выветрелый материал переносится с материков в океан водными потоками и отлагается или осаждается с образованием известняков, песчаников и сланцев. Другим источником являются процессы изменения вулканогенного материала, которые могут происходить в различных условиях, в том числе непосредственно в глубинах морей. В результате образуется остаточный вулканический материал, остающийся на месте, а также растворенная часть, которая может мигрировать и в конечном счете осаждаться вместе с хемогенными осадками, возникшими за счет материковых источников. Для процессов изменения свежих вулканических материалов характерен вынос Ca, Mg, Fe, консервация или привнос Na и добавление K и H_2O" [66, с. 205].

Однако, как уже отмечалось, в этом случае огромные массы остаточных компонентов вулканогенных пород (глинозем и т.д.) вновь нарушили бы соответствие между наблюдаемыми и расчетными пропорциями осадочных пород. А поскольку это не наблюдается, объяснение не кажется убедительным. Есть прямые данные, противоречащие этому предположению. Однако сама мысль о двух принципиально различных источниках материала осадочных пород заслуживает внимания. По аналогии с приведенными выше данными мы полагаем, что вторым (наряду с классическим, эрозионным) источником может быть эксгаляционно-гидротермальная деятельность как на суше, так и на дне акваторий. Аналогичные представления были высказаны Л.Н. Розановым [235].

Одним из указаний на возможность существования специфических источников карбонатного материала в осадочной оболочке являются карбонатиты. С карбонатитами связаны две основные проблемы — о происхождении их вещества и способе становления тел карбонатов [253]. Судя по их тесной ассоциации с интрузиями ультраосновного—щелочного состава, обогащенности редкими элементами, изотопному составу входящих в их состав элементов (C, O, Mg, Sr) и внутренней структуре, можно полагать, что вещество карбонатитов имеет глубинное, вероятно мантийное, происхождение. В осадочную оболочку оно проникает сначала магматическим путем, вместе с магмами ультраосновного—щелочного состава, конечным продуктом дифференциации которых являются карбонатиты, а затем может переходить в раствор и перемещаться с помощью гидротерм. Возможно, что часть таких гидротерм могла достигать дна моря и либо непосредственно отлагать карбонатный материал, либо обогащать морскую воду карбонатами кальция и стимулировать формирование осадочных известняков так же, как выходы источников, обогащенных кремнеземом, стимулируют развитие органических форм с кремневым скелетом и накопление кремнистых осадков [168]. Имеются данные, подтверждающие реальность такого процесса [34]. В осадках глубоководных частей Тихого и Индийского океанов, на срединно-океанических хребтах обнаружены сложенные кальцитом и доломитом карбонаты неорганического происхождения. Исследование изотопного состава кислорода этих карбонатов говорит о высокотемпературных условиях их образования. В то же время они соседствуют с неизмененными известковыми окаменелостями. Один из возможных источников их образования — глубинные эманации. Карбонатные корки были обнаружены на дне Красного моря [220], где, как мы уже упоминали, происходит, по-видимому, привнос эндогенного материала.

Кроме избытка Ca, Р. Гаррелс и Ф. Маккензи отмечают различия средних химических составов осадочных пород докембрия, палеозоя и мезозоя—кайнозоя. Эти различия носят, вероятно, глобальный характер и не связаны со степенью метаморфизма. Их можно интерпретировать двумя способами: они могут характеризовать первичные различия между породами разного возраста (связанные, по мнению А.Б. Ронова, с эволюцией первичных геохимических процессов и необратимыми изменениями среды литогенеза) "или же могут быть обусловлены селективным постседиментационным привносом или выносом некоторых компонентов" [66, с. 190]. Эти исследователи предпочтительным считают второе объяснение.

К аналогичным выводам об источниках углерода в земной коре приходит Э.М. Галимов [64], который полагает, что в результате выветривания магматических пород в земную кору поступила лишь небольшая часть того количества C, которое в ней содержится. Основная его масса была высвобождена из мантии в процессе ее дегазации и переместилась в виде CO_2, CH_4 в составе восходящего потока эманаций. В результате средний изотопный состав C земной коры отвечает изотопному составу углерода эндогенных газов, а не магматических пород.

Имеются очень интересные данные о роли эндогенных процессов в образовании глин. По данным Ж. Милло [180], можно выделить три генетические группы глинистых минералов: обломочные (унаследованные), трансформированные и новообразованные (синтетические). Первая группа, связанная с экзогенными процессами, не представляет для нас интереса. Минералы второй образуются при постседиментационной переработке осадочного или вулканогенного материала. Новообразованные минералы возникают из растворов, поступающих в бассейны седиментации. "Палыгорскиты, сепиолиты и монтмориллониты являются типичными новообразованиями и характерны для седиментационных бассейнов с химическим осадконакоплением" [180, с. 264]. Новообразования могут возникать также на стадии диагенеза и эпигенеза.

По мнению ряда исследователей [30, 122], синтетические, новообразованные глинистые минералы формируются во впадинах Атлантис II и других в Красном море. Здесь из глубинных хлоридно-натриевых рассолов наряду с галогенными и металлоносными осадками осаждается ферримонтмориллонит (нонтронит), образующий слои илов соответствующего состава; "образование кристаллической фазы этих осадков происходит в процессе раскристаллизации кремнево-железистого геля, основные компоненты которого поступают в составе гидротермальных растворов" [122, с. 195]. Изменения в процессе седиментации в основном связываются с изменением химизма рассолов. Биогенный и терригенный материал в составе осадков этих впадин практи-

чески отсутствует. Этот гидротермальный, синтетический монтмориллонит слагает до 10% общей массы сухого осадка.

Образование синтетического ферримонтмориллонита из гидротермальных растворов установлено также в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия [159]. Здесь же отмечены и другие признаки эксгалятивно-гидротермальной деятельности. К числу их относится повышенный железо-марганцево-титановый модуль, развитие аутигенного гидротермального гипса, барита, Fe—Mn микростяжений, резко повышенное по сравнению с прилегающими районами содержание в осадках Fe, Mn, Mo, Ni, As, Cu, Zn, Pb, Ba. На значительную роль гидротермальных процессов в формировании глинистого (Fe-монтмориллонитового) материала в современных осадках океанов указывают А.П. Лисицын и др. [173]. "Присутствие в металлоносных осадках в парагенезисе с рудным веществом (которое связано с гидротермальным процессом. — *В.Ш.*) нонтронита, который не характерен для других типов океанических осадков, может указывать на их генетическую связь" [173, с. 251]. Достаточно вспомнить о том, сколь широко распространены металлоносные осадки в Тихом океане, чтобы оценить возможные масштабы образования нонтронита таким путем.

По данным Н.С. Скорняковой и др. [201], с гидротермальной деятельностью, судя по величине железо-марганцево-титанового модуля, связано образование нонтронит-иллитового компонента олигоценовых мергелей Марианского желоба. А в зоне Восточно-Индийского хребта предполагается аналогичный генезис глинистого материала хлорит-монтмориллонитового и гидрослюдисто-монтмориллонитового, а также сапонитового, вермикулитового и сепиолитового составов [250].

Аналогичные данные существуют по поводу происхождения аутигенных сепиолитов и палыгорскитов [162, 245]. Глины этого состава образуют прослои, линзы, прожилки в океанических осадках мела—эоцена, иногда являются основным компонентом осадочных отложений значительной мощности. Сепиолиты и палыгорскиты образуют почти мономинеральные глины или ассоциируются с монтмориллонитом, клиноптилолитом, кварцем, кальцитом. Прожилки сепиолитов отмечены в различных по составу породах — в мергелистых, цеолитовых и кремнистых глинах, диатомитах, цеолитизированных туфах. Палыгорскиты отмечены в пелагических глинах и карбонатных илах, иногда в виде цемента в брекчиях основных и ультраосновных пород.

Формирование аутигенных сепиолитов и палыгорскитов большинство исследователей связывают с преобразованием пирокластики или монтмориллонитов под действием богатых Mg гидротермальных растворов. Существует также гипотеза химического осаждения их из придонной воды при взаимодействии таких растворов с морской водой. Роль таких растворов считается определяющей при образовании прожилковых сепиолитов и палыгорскитов (отложение в трещинах) и при метасоматических замещениях монтмориллонитов. В результате аналогичных процессов сепиолитовые и палыгорскитовые породы образуются в пределах континентов.

Образование синтетического монтмориллонита и других глинистых минералов считается, однако, исключением. Значительно шире, по данным А.Г. Коссовской и др. [181], распространены на океаническом дне глинистые породы, возникшие в результате гальмиролиза (переработки вулканогенного и вулканогенно-осадочного, преимущественно базальтового, материала под воздействием океанической воды). Установлено, что основным материалом глинистых и кремнисто-глинистых пород мезозоя—кайнозоя в Северной Атлантике (за пределами Срединно-Атлантического хребта) является специфический океанический аутигенный ферримонтмориллонит. Каолинит также преимущественно аутигенный. Формы кристаллизации монтмориллонита и каолинита, присутствие их во всех размерных фракциях осадков, частая приуроченность каолинита к полостям радиолярий не оставляют сомнений в их аутигенной природе. Роль терригенной составляющей считается незначительной. Образование этих глин произошло при участии гидротермальных растворов, обеспечивающих привнос дополнительных Fe, Mn и ряда микроэлементов. А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [137] полагают, что при этом привносятся из мантии K, SiO_2, редкие щелочи. Одновременно выносились и переходили в морскую воду Ca, Mg. Можно поэтому считать, что при образовании ферримонтмориллонита суммировался материал измененной, палагонитизированной гиалокластики и дополнительных порций ряда компонентов, привнесенных гидротермальными растворами. По мнению И.В. Хворовой и др. [287], судя по минералогии глинистых минералов Тихого океана, в изменении океанических гиалокласс-

титов бóльшую, если не основную, роль играли гидротермальные процессы. Одновременно с ферримонтмориллонитом возникают новообразованные калишпаты, цеолиты и некоторые другие минералы. Аналогичная картина наблюдалась в изученных районах Индийского и Тихого океанов. В ходе преобразования базальтов второго слоя океанической коры образуются, кроме перечисленных, гидрослюды, хлорит, кальцит [239].

Решающее значение диагенетическому изменению тонкодисперсной пирокластики риолит-дацитового ряда в формировании пелагических красных глин неоген-четвертичного возраста придают Н.А. Лисицына и Г.Ю.Бутузова [159]. По их данным, в составе этих глин до 50—70% массы осадка слагает аутигенный филлипсит. Отмечается однако, что ввиду высокой степени дисперсности материала этих глин присутствие пирокластики в них прямо выявить затруднительно. За таковую предположительно принят рентгеноаморфный компонент красных глин. Сходные представления о генезисе красных пелагических глин высказала А.Г. Коссовская [136].

Как в этом, так и в ряде других случаев представляется недоказанным существование того исходного пирокластического материала, по которому, как предполагается, возникли эти цеолиты. В сущности, только логическая необходимость иметь какой-то материал для дальнейших преобразований заставляет в этих случаях предполагать его существование. Но, может быть, это излишне. Возможно, цеолиты, как и монтмориллониты, в отмеченных случаях могут образоваться за счет материала, поступившего с гидротермальными растворами. По отношению к аутигенному клиноптилолиту, который приобретает главную роль в отложениях мела—эоцена [159], в пользу такого предположения говорит то, что этот цеолит широко распространен как в периферических, так и центральных частях океанов, встречается в песчанистых, алевритистых и кремнистых глинах, конгломератах, мергелях, меле, диатомитах. Иными словами, он выглядит как материал, не связанный с фациальной зональностью, чуждый "нормальному" осадочному материалу. Появление его можно было бы объяснить переработкой афациальной примеси пирокластического материала, но и в этом случае она обнаруживается в закономерных сочетаниях с клиноптилолитом далеко не всегда. Поэтому гидротермальный его генезис кажется вполне вероятным.

Отметим, что, по имеющимся данным, в том числе экспериментальным [62], базальты океанического дна не испытывают сколько-нибудь заметных преобразований под воздействием морской воды. То же самое относится к кислой—средней пирокластике наземных вулканов, которая остывает в воздухе и оказывается устойчивой к воздействию морской воды. Только интенсивное воздействие гидротермальных растворов на вулканические породы может привести к вторичному минералообразованию.

Рассматривая образование аутигенного клиноптилолита, отличающегося от филлипсита повышенным содержанием кремнезема, Н.А. Лисицына и Г.Ю. Бутузова отмечают, что времени их максимального распространения отвечают интенсивное накопление кремнистых отложений вообще. В связи с этим можно вспомнить верхнемеловые трепелы и опоки. Напомним, что эти породы, по-видимому, могли образоваться в результате деятельности гидротермальных растворов и, следовательно, могут быть отнесены к числу пород, слагаемых синтетическими минералами.

И.В. Хворова и др. [287] полагают, что процессы формирования глинистых пород, аналогичные тем, которые в настоящее время наблюдаются в океанах, происходили и в геосинклинальных бассейнах. Однако при этом образовывались глины, несколько различающиеся минералогически. В океанах преобладали гидрослюды—монтмориллонит, сопровождаемые цеолитизацией и фосфатизацией, в геосинклиналях — хлорит—монтмориллонит и окремнение и кальцитизация. Это объясняется некоторыми различиями в составе исходных вулканогенных пород и гидротерм в океанических и геосинклинальных бассейнах.

В связи с этим необходимо напомнить, что И.В. Кириллова [126] уже давно указывала на то, что нижне-среднеюрские аспидные сланцы Большого Кавказа имеют, по-видимому, вулканогенно-осадочное, существенно хемогенное происхождение. Предполагалось, что эти сланцы возникли, с одной стороны, в результате подводного преобразования пеплового материала, а с другой — за счет выносов гидротермальных источников. Снос с суши считается не обязательным. К сходным выводам еще раньше пришли А.Г. Кобилев и др. [127]. Эти исследователи считают глинистый материал лейасовых толщ (гидрослюды и хлорит), а также аналогичный материал из цемента песчаников и алевритов продуктом гальмиролиза эффузивного материала. Как в ар-

гиллитах, так и в цементе песчано-алевритовых пород много аутигенного кремнезема. Нельзя не отметить совпадения этих данных с изложенными выше представлениями И.В. Хворовой и др. [287].

Вторичная глинизация вулканогенных пород широко распространена на суше в районах современного активного вулканизма. Так, на Камчатке отмечена [61] определенная зональность гидротермально измененных пород, связанная с выходами перегретых Cl—Na вод. В зонах выходов этих вод происходит аргиллизация и цеолитизация вмещающих вулканогенных пород, в результате которой образуются монтмориллонитовые (с клиноптилолитом), а затем каолинитовые породы. По периферии их сменяют зоны опал-алунитовой и опал-каолинитовой фаций гидротермального изменения, а ближе к центру отмечены фельдшпатизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, пропилитизация вмещающих пород. Существенно, что в этом случае вторичные глинистые породы образуются без участия морской воды под воздействием только гидротермальных растворов. Может быть, и на дне океанов морская вода в процессе глинизации пирокластики не играет заметной роли. Сравнение химических составов исходных и измененных пород показывает, что в ходе образования вторичного монтмориллонита происходит привнос SiO_2, Al_2O_3, а в случае каолинита — привнос Al_2O_3 и вынос SiO_2.

Вторичная аргиллизация (гидротермальный глинистый метасоматоз) очень часто сопровождает процессы гидротермального рудообразования [56]. Могут оглиниваться осадочные породы, в том числе известняки и доломиты, магматические — от ультракислых до ультраосновных. Этот процесс проявляется в диапазоне температур 50—450° С, в разных условиях, вблизи и внутри интрузий, вне видимой связи с ними, на дневной поверхности (в сольфатарах) и на глубинах до нескольких километров. При этом образуются каолинит, монтмориллонит, гидрослюды, карбонаты, цеолиты, альбит. Очевидно, при оглинивании карбонатных пород почти все компоненты глинистого материала должны поступить с гидротермами.

Г.Т. Волостных [56] указывает на сходство кор выветривания и зон аргиллизации, но считает это результатом конвергенции. Иной точки зрения придерживается В.Н. Разумова [228], считающая, что в обоих случаях основную роль играли сходные гидротермальные процессы.

Как уже отмечалось, существенной особенностью привнесенного в сферу осадконакопления глубинного материала и одновременно диагностическим его признаком служит афациальный характер распространения. Иногда подобные признаки обнаруживаются не только в областях современного океанического осадконакопления, но и в сформировавшихся осадочных породах других регионов. В качестве примера можно рассматривать образование монтмориллонита в песчаниках продуктивной толщи Прикуринской области (до 10% нерастворимого остатка) [9]. Кроме глинистого цемента, в песчаниках отмечается цемент глинисто-хлоритовый, гипсовый и пиритовый. Существенно, что в этом случае распределение цементов разного состава по площади и разрезу происходит "без ясно выраженной закономерности".

Рассмотренные выше явления, как нам представляется, близки тем, которые имеют место при образовании стратиформных месторождений. К их числу относятся месторождения Fe, Mn, Pb—Zn, Sb—Hg, As, редких, благородных и радиоактивных металлов. Один из возможных источников этих соединений — поступление из подводных газов и гидротерм. В.И. Смирнов [253] полагает, что восходящие гидротермальные растворы, достигающие дна моря, способны питать его осадки минеральным веществом, что приводит к возникновению смешанных гидротермально-осадочных или эксгаляционно-осадочных месторождений. В рудах этого типа совмещаются признаки нормального осадочного и гидротермального (в том числе метасоматического) генезиса.

Большое значение аналогичным процессам в осадконакоплении придает Г.С. Дзоценидзе [93]. Этот исследователь полагает, что как в результате самих вулканических процессов в акваториях, так и ходе последующей фумарольной деятельности в морскую воду могло поступать, а затем выпадать в осадок огромное количество кремнезема, железа (в том числе при образовании джеспилитов), алюминия (бокситы), марганца, фосфора, бора. Ф.И. Вольфсон и В.В. Архангельская [58] считают, что источником свинца и цинка стратиформных месторождений этих металлов являются глубинные флюиды, поступавшие из магматических очагов или верхней мантии, что месторождения указанного типа тесно связаны с глубинными разломами, сопровождаются гидро-

термальными изменениями вмещающих пород и, что особенно показательно, формируются в самых разных геотектонических условиях, приурочены к различным формациям. Сходные представления об источниках ртутной минерализации принадлежит Н.А. Озеровой [199].

Необходимо отметить, что аналогичные соображения о генезисе бокситов еще раньше высказывали А.В. Пейве и Н.А. Штрейс, о марганцевых рудах – Н.П. Херасков и Н.С. Шатский, о фосфоритах – Н.С. Шатский, о джеспилитах – М.С. Точилин.

По-видимому, одним из проявлений восходящего потока глубинного вещества являются современные металлоносные гидротермы п-ова Челекен [86]. Здесь в ряде пунктов известны выходы термальных (30–60° С) рассольных хлоридно-кальциево-натриевых вод. Выделяются верхняя и нижняя гидрохимические зоны. В нижней – слабо рассольные воды. В верхней зоне минерализация достигает 100–250 г/л. Рассолы верхней гидрохимической зоны обогащены Fe, Mn, As, Rb, тяжелыми металлами. Из подчиненных компонентов также известны Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, B. Отмечается зависимость их концентраций от глубинных разломов. Выходы рассолов сопровождаются накоплением иногда промышленных количеств выпадающих из них карбонатов, гипса, сульфидов железа, свинца, цинка, меди, гидроокисей и сульфатов Fe, Pb, Zn, Cu, Ni, V, Cr, Mn, Co и т.д. Кроме того, отмечается выделение битумов. В пределах изученной в районе источников части разреза отсутствуют рудные тела, нет и галогенных толщ, выщелачиванием которых можно было бы объяснить минерализованность и рудоносность рассолов. Отсутствуют в регионе и проявления современного или новейшего вулканизма или какие-либо другие признаки магматической деятельности.

Металлоносные хлоридно-натриевые рассолы известны в ряде других участков Западно-Туркменской депрессии – Боя-Даг, Мон-Жуклы, Сыртланли, Ак-Паталук, Гаурдак [86, 117]. Напорные источники высокоминерализованных хлоридно-натриевых вод известны на противоположном, западном борту Южно-Каспийской впадины, в Дагестане [78]. Они также отлагают руды Fe, Cu, Ti, V, Cr, Mn.

Происхождение и механизм образования этих рассолов в настоящее время служат предметом обсуждений. Разными исследователями они считались погребенными и метаморфизованными морскими водами, результатом выщелачивания солей из вмещающих пород, выпаривания морских вод в лагунах и последующим их захоронением с дальнейшим отжатием из осадков. При рассмотрении каждого отдельного случая такой подход может казаться оправданным, хотя и при этом возникают свои затруднения. Но если взглянуть на проявления таких рассолов в ряду других сходных явлений (повсеместное распространение хлоридно-натриевых рассолов, газово-жидкие включения в минералах гидротермального и магматического генезиса, гидротермы и эксгаляции районов современного вулканизма), то значительно более вероятной кажется точка зрения о ювенильном происхождении этих растворов (примесь, даже значительная, инфильтрационных и других вод при этом неизбежна, но это не меняет сути дела). В этом случае упомянутые проявления современных металлоносных рассолов можно рассматривать как пример современного низкотемпературного гидротермального процесса [78].

Выходы современных металлоносных растворов и рассолов известны и в других регионах. Напомним прежде всего об известном ниландском рассоле в районе оз. Солтон-Си в Южной Калифорнии [273]. Здесь скважиной вскрыт Cl–Ca–Na рассол с минерализацией до 332 г/л. Температура его оценивается в 270–370° С, давление превышает гидростатическое. В газовой фазе преобладает CO_2. Установлены высокие концентрации Fe, Mn, Ag, B, Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn, K. В выпадающем из рассола осадке много SiO_2, а также Cu, Ag и других рудных элементов. Высокая температура, обогащенность рудными элементами позволяют предполагать, что он является аналогом рудоносных растворов прошлого. В район обнаружения рассола Солтон-Си протягиваются южные ответвления разлома Сан-Андреас. Здесь же в ближайших окрестностях закартирована цепочка риолитовых и обсидиановых куполов, известны грязевые вулканы. Исходя из всех этих данных, рассолы Солтон-Си рассматриваются многими исследователями как глубинные, постмагматические.

Современная металлоносность отмечается в связи с Cl–Na водами областей современного активного вулканизма. Приведем в качестве примера уже упоминавшуюся кальдеру Узон на Камчатке [61]. Здесь в настоящее время формируется гидротермаль-

ное сульфидное месторождение. Для вод, паров, новообразованных осадков, измененных вмещающих пород характерна ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация. С.И. Набоко [190] отмечает также сходство термальных слабоминерализованных (вероятно, в результате разбавления) вод Паужетского геотермального района и ниландского рассола по набору содержащихся в них рудных компонентов.

Выходы минерализованных вод известны в окрестностях, расположенных на морском дне вулканов. К.К. Зеленов [110] описал выходы таких вод в окрестностях одного из подводных вулканов Индонезии. Здесь на фумарольных полях вокруг вулкана отмечены выходы термальных вод, по основному солевому составу аналогичных окружающей морской воде, с повышенным содержанием SiO_2, Fe и Mn (гидроокиси которых выпадают в осадок тут же). В осадках содержится до 46% гидроокислов железа и 7% марганца. Обнаружены V, Sr, Mo, Cr, Zn, Ba, Ni, Co, Pb, Sn и другие элементы. Сходные результаты получены Г.М. Гавриленко (1981 г.) по вулкану Эсмеральда. Аналогичные источники отмечены в кальдере вулкана Санторин в Средиземном море [38, 39]. Они выделяют в морскую воду большое количество Fe, Mn, Si, немного фосфора. Отмечены также V, Ni, Cu, Cr, Co, Ba. Железо и марганец выпадают в виде гидроокислов. При взаимодействии с H_2S образуются сульфиды.

Существуют еще более определенные данные о поступлении рудного материала с термальными рассолами через другие участки дна океанов. Напомним прежде всего о горячих хлоридно-натриевых рассолах в придонных частях рифтовой впадины Красного моря [18, 19, 30, 323]. Эти воды сильно обогащены кальцием, калием, железом, марганцем, цинком, медью, свинцом. Современные железисто-монтмориллонитовые осадки, развитые в местах выходов этих вод, обогащены хлористым натрием, гетитом, лимонитом; вниз по разрезу появляется сфалерит, пирит, халькопирит, отмечен мангатит. Присутствуют прослои белого массивного ангидрита. Процесс рудонакопления начался 10—12 тыс. лет назад; аналогичные отложения обнаружены в осадках возрастом 17—20, 20 и 100 тыс. лет. Г.Н. Батурин указывает, что на суше в смежных районах много термальных источников, с одной стороны, а с другой — известны многочисленные гидротермальные и осадочные месторождения железа, марганца, полиметаллов. Состав их рудных компонентов очень сходен с таковыми на дне Красного моря. Все это позволяет рассолы и рудные осадки связывать с тектоническими причинами, с гидротермальной деятельностью. "Совершенно очевидно, что это крупнейшее современное полиметаллическое вулканогенно-осадочное месторождение, связанное с подъемом кислых гидротермальных рассолов по разломам, ограничивающим центральный грабен Красного моря" [325, с. 125]. Аналогичные представления высказаны А.П. Лисицыным и др. [173].

Л.М. Лебедев [154] отмечает, что в областях современного вулканизма хлоридно-натриевые металлоносные гидротермы приурочены к тем же самым поясам глубинных разломов, с которыми связаны и сами вулканы. Этот исследователь отмечает также, что аналогичные гидротермы известны в пределах океанических рифтов (в частности, термальные металлоносные рассолы Красного моря также хлоридно-натриевые). Такое пространственное совпадение проявлений современных металлоносных гидротерм и областей повышенной тектонической активности (современный вулканизм, океанические рифты) указывает, по мнению Л.М. Лебедева, на глубинный источник этих гидротерм.

Широко распространены металлоносные осадки на Восточно-Тихоокеанском хребте и в смежных котловинах, а также (но в меньших масштабах) на Срединно-Индоокеанском и Срединно-Атлантическом хребтах. Эти осадки, обогащенные гидроокислами Fe—Mn, слагают на Срединно-Атлантическом хребте, где их роль минимальна, 5,46% массы осадка [267]; местами содержание Fe доходит до 8—35, а Mn — до 0,5—20% [98]. В юго-восточной части Тихого океана, где роль этих осадков максимальна, местами они слагают до 60—90% и более от нерастворимой части осадков [267]. А.П. Лисицын [158] указывает, что металлоносные осадки образуют пласты мощностью в десятки метров на огромных площадях в океанах. Только в Тихом океане они развиты по площади до 10 млн. км^2. Отложения этого типа выявлены в осадках разного возраста — от современных до верхнеюрских. Они распространены в пределах срединно-океанических хребтов, в прилегающих котловинах, в зонах разломов и в вулканических областях на океаническом дне.

Отмечается, что металлоносные осадки разных регионов и разного возраста очень

сходны между собой по химическому и минералогическому составу: "основной минералогической формой Fe в металлоносных осадках депрессии Бауэр (располагается восточнее Восточно-Тихоокеанского поднятия. – *В.Ш.*), а также Красного моря и древних металлоносных осадков в кернах океанского бурения является гетит (в виде очень тонкодисперсных частиц). В составе силикатной нерастворимой при фазовом анализе части Fe главную роль играет железистый монтмориллонит, обнаруженный также в металлоносных осадках Красного моря . . ., т.е. повсеместно в металлоносных осадках преобладает парагенез коллоидно-дисперсных минералов: гетит, железистый монтмориллонит. Сходство минеральных парагенезов в металлоносных осадках разных районов наводит на мысль об их генетической близости, о связи с достаточно однообразным эндогенным фактором, которым может быть базальтовый вулканизм океанического дна" [173, с. 324].

По мнению указанных исследователей, океаническая вода проникает в горячие базальты по трещинам на глубину до нескольких сотен метров, нагревается, выщелачивает рудные и некоторые другие компоненты и, вновь поднимаясь, осаждает их. Подобным представляется происхождение и собственно рудных, и глинистых компонентов металлоносных осадков; "удается проследить генетический ряд аутигенных минералов Fe и Mn. Одна ветвь его идет в сторону Fe-монтмориллонита с образованием устойчивых глобул размером 1–10 мкм. Вторая ветвь связана с гетитом – от тонких глобул размером 140–300Å и микроконкреций размером 0,01 мм до крупных размером более 0,25 мм и макроконкреций диаметром 1–5 см" [173, с. 324].

Эти новообразования, а также продукты гидротермального преобразования коренных пород океанического дна свидетельствуют о миграции в гидротермальных растворах Fe, Cu, Ti, Ni, Co, а также Sn, Mn и некоторых других металлов. Безусловна интенсивная миграция SiO_2 и MgO. Фиксируется привнос воды, кремнезема, щелочей (особенно натрия), серы. О современной гидротермальной деятельности свидетельствуют сами четвертичные осадки, подвергшиеся здесь сложным и во многом необычным вторичным изменениям. Эти изменения невозможно объяснить диагенезом, а только воздействием гидротермальных процессов.

На сходство составов металлоносных осадков и Fe–Mn конкреций и на параллельное изменение составов тех и других по площади как на аргумент в пользу определяющей роли гидротермальной деятельности для образования Fe–Mn конкреций указывают некоторые исследователи [249, 288]. С гидротермальными процессами связывает образование металлоносных осадков и Fe–Mn конкреций Г.Н. Батурин [18].

Н.М. Страхов [267] отводит роли гидротермальных процессов в накоплении Fe–Mn материала в океанах значительно более скромную роль. Он связывает с этими процессами образование только части металлоносных осадков (но не Fe–Mn конкреций) и только в пределах срединно-океанических хребтов (главным образом в зоне Восточно-Тихоокеанского). Так, в целом по наиболее активной в этом отношении юго-восточной части Тихого океана доля эксгалятивного компонента в общем количестве Fe + Mn оценивается в 8,9, а в целом по Тихому океану – в 2,6%. Принципиальная основа этих подсчетов в настоящее время оспаривается [80]. Роль эксгалятивного материала может быть значительно большей.

Н.М. Страхов, однако, полагает, что гидротермы, несущие рудный материал, не связаны с проникновением морских вод в базальты и выщелачиванием из них соответствующих компонентов. По мнению этого исследователя, эманации имеют глубинное происхождение. На ранних стадиях своего существования они характеризуются высокой температурой, хлоридным составом, обладают богатым набором минеральных компонентов. Примером служат гидротермы Красного моря. Из них осаждаются сульфиды (пирит, пирротит, сфалерит), карбонаты (родохрозит), силикаты (Fe-монтмориллонит). Но в большинстве случаев на океаническое дно поступают уже в значительной степени остывшие гидротермы, несущие преимущественно Fe и Mn, причем в незначительных концентрациях. Эти гидротермы на глубине идут по трещинам, а в рыхлых осадках растекаются, рассеиваются и поглощаются ими. Минеральные компоненты растворов осаждаются и накапливаются в осадках, что и делает их доступными для анализа. Лишь в отдельных, исключительных случаях (например, осевых впадин Красного моря) глубинные гидротермы непосредственно прорываются в морскую воду; "громадный – по своей общей массе – эманационный процесс . . . протекает, так сказать, невидимо, неуловимо для гидрохимии морской воды и устанавливается только

исследованием осадков — поучительный пример того, как большой эффект достигается длительно действующими ничтожными средствами" [267, с. 79].

Существенным вкладом в изучение генезиса металлоносных осадков является недавно вышедшая монография, посвященная осадкам этого типа в юго-восточной части Тихого океана [174]. В ней подчеркивается, что металлоносность этой части акватории связана с осадками разного фациального облика (карбонатными, бескарбонатными, эдафогенными, турбидитными), т.е. имеет афациальный характер, не подчиняется закономерностям пелагического осадконакопления (Ю.А.Богданов, В.Н.Григорьев и др.). Рудная часть осадков возникла из коллоидного материала. Все это свидетельствует о ведущей роли термальных источников в образовании рудного материала металлоносных осадков.

Непосредственные признаки существования подобных источников были обнаружены в северо-восточной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (В.В.Гордеев и др.) по необычно высоким концентрациям Fe, Mn (в 60 раз больше, чем в нормальной океанической воде), Zn (в 40 раз), Cu (в 2,5 раза) во взвеси в океанической воде. Повышение концентраций этих компонентов обнаруживается уже на глубине 1 км от дна и прослеживается до отметок 233 м от дна. По-видимому, при дальнейшем приближении ко дну содержание рудных элементов может еще возрасти. Аномальная зона прослеживается по простиранию примерно на 100 км. Осаждение этой взвеси и образует металлоносный осадок. Подобные же явления известны в ряде других пунктов. Значительно повышенные содержания тех же элементов отмечены в иловых водах поверхности слоя осадков (О.В.Шишкина и др.). Геохимическое изучение металлоносных осадков региона, особенности распределения на площади отдельных элементов, входящих в их состав, соотношение между ними приводят к выводу (А.А.Мигдисов и др.) о том, что объяснить их образование только за счет нормальной пелагической седиментации невозможно. "Фактический материал показывает, что необходим дополнительный, достаточно мощный источник элементов для формирования этих специфических отложений" [174, с. 145].

Тесная связь металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана с зонами повышенного теплового потока, высокой сейсмичности и вулканической активности, непосредственные наблюдения поступления рудоносных гидротерм в придонную воду, сопоставления с гидротермальной минерализацией в молодых вулканогенных и осадочных образованиях не оставляют сомнения в важной роли эндогенного фактора при образовании этих осадков (Ю.А.Богданов, А.П.Лисицын и др.). Роль эксгаляционной составляющей в рассматриваемом регионе оценена для кремнезема в 47, для железа и марганца — в 85%. Установлено при этом (Т.И.Фролова и др.), что отсутствуют признаки массового выноса железа из пород вскрытой части разреза океанического дна. Все остальные элементы — Cu, Ni, Co, Mn — не только не выносятся из этих пород, но накапливаются в них. Вероятным источником основной массы Fe является вынос его глубинными флюидами. "По-видимому, следует отказаться ... от мнения о том, что единственным источником рудоносных флюидов является морская вода, выщелачивающая металы из базальтов, а магматизм играет лишь пассивную роль нагревателя этой воды. Вряд ли правильно, однако, считать ювенильные растворы единственными поставщиками рудных элементов" [174, с. 271].

К.К.Зеленов [110] указывал, что андезито-дациты изученного им подводного вулкана в Индонезии, вокруг которого в настоящее время наблюдается интенсивный вынос Fe и Mn термальными водами, не имеют никаких признаков гидротермальных изменений. Малые элементы (Cu, Ni, Cr, V, Co), присутствующие в металлоносном осадке, также не могли быть заимствованы из этих пород, где их содержание весьма незначительно или они вообще отсутствуют.

Эти данные, по нашему мнению, могут рассматриваться как указание на ведущую роль собственно гидротермальной деятельности в накоплении таких осадков. К такому же выводу пришел А.И.Сережников [246] при изучении состава вод и вмещающих пород Паужетских гидротерм на Камчатке: до изученных глубин (около 1,5 км) вмещающие породы источником щелочных металлов в гидротермах быть не могут. B и F также поступают в гидротермы на глубинах, превышающих мощность изученного разреза. Химический состав Паужетских гидротерм, вероятно, начинает формироваться на весьма больших глубинах, предположительно в зонах современного регионального метаморфизма.

Сама возможность поступления в морскую воду сколько-нибудь значительных количеств рудных компонентов за счет тех или иных преобразований вулканогенных пород при участии морской воды (гальмиролиз, выщелачивание) подвергается сомнению. Изучавший этот вопрос специально Г.С.Харин [284] пришел к выводу, что при этих процессах, охватывающих только наружную, поверхностную часть лавовых тел, из них выносится главным образом кремнезем, в меньшей степени — Ca, Mg, Na, а накапливаются Fe, Mn, K. "Источником рудного вещества, скорее всего, является, с одной стороны, экзогенный материал, поступающий в океан с водосборов, как считает Н.М.Страхов, а с другой стороны — эндогенный, мантийный материал, поступающий с бо́льших глубин, чем это может обеспечить проникающая в базальтовые лавы морская вода. ...Исследования глубинных разломов, которых на дне океана очень много, показывают, что часто с ними связаны зоны более сильных вторичных (гидротермальных) изменений и развития железо-марганцевых проявлений. Подводные глубинные разломы могут служить каналами для выхода глубинных рудоносных эманаций и гидротерм" [284, с. 1053].

Г.Ю.Бутузова и Н.А.Лисицына [159] отмечают, что обогащение осадков в изученном ими районе Тихого океана Fe, Mn, гипсом, баритом позволяет предполагать медленное поступление вулканических эманаций в толщу осадков снизу. Характерна идеально правильная форма кристаллов соответствующих минералов. Как уже упоминалось выше, аналогичные представления высказывал Н.Н.Страхов [267].

Предполагается обычно, что рудное вещество могло попадать в океанические отложения в ходе вулканической деятельности, из вулканических источников или в результате поствулканических процессов. Существуют, однако, примеры поступления рудных элементов с глубинными водами в такой обстановке, когда говорить о связи с вулканизмом не приходится. Это в первую очередь металлоносные рассолы Челекена, где вообще отсутствуют признаки какой-либо вулканической деятельности.

Итак, вполне достоверные прямые и косвенные материалы позволяют говорить о существовании в земной коре планетарного восходящего потока вещества. В нижней или скорее средней части коры этот поток может быть отождествлен со сквозьмагматическими растворами, несущими большое количество кремнезема, щелочей и летучих, которые вызывают процессы ультраметаморфизма, гранитизации. В верхней части земной коры и на ее поверхности остаточная часть этого потока выделяется как "гидрохлоросфера". Она, по-видимому, привносит и осаждает ряд веществ — галогены, окислы Fe и Mn, сульфиды, возможно, кремнистый и карбонатный материал (избыток кальция), а также вызывает вторичное глинообразование. В результате какая-то часть пород, которые всегда рассматривались как бесспорно осадочные (биогенные, хемогенные, терригенные), полностью или частично должна быть отнесена к группе вулканогенно-осадочных или, точнее, к группе эксгаляционно-осадочных пород, связанных с эндогенным процессом. Это относится к карбонатным, глинистым, кремнистым, галогенным, металлоносным породам, т.е. почти ко всему набору отложений осадочного чехла. Даже в породах, которые заведомо образовались в результате экзогенных процессов (песчаники, конгломераты), роль эндогенного материала может быть достаточно значительной. Мы имеем в виду цемент этих пород — глинистый, серицитовый, хлоритовый, гипсовый, карбонатный и т.п.

Очень интересные материалы по этому вопросу можно найти в одной из работ А.Г.Коссовской [136]. В результате изучения меловых—палеогеновых кремнисто-карбонатных пород Русской платформы исследовательница пришла к выводу о том, что в этих случаях явно отсутствует связь между минералогическим составом обломочного материала песчаников и составом цемента. "Мономинеральный кварцевый состав песчаников с сохранившимися только устойчивыми акцессорными минералами: цирконом, рутилом, турмалином — действительно свидетельствует о том, что источниками сноса обломочного материала были коры выветривания либо кварцевые терригенные породы палеозоя. Но в этом случае среди глинистых минералов должны были бы тоже присутствовать наиболее устойчивые при выветривании минералы, в частности каолинит. Последний нигде не встречен. Глины и глинистый цемент песчаников состоят только из монтмориллонита и иногда почти чистого глауконита. Таким образом, существует генетическое несоответствие между инертным составом обломочного материала и бурным развитием аутигенного минералообразования, при котором в большом количестве формировались глауконит, монтмориллонит, цеолиты и фосфаты" [136, с. 36]. Это объяс-

няется былым присутствием в осадочных породах чуждого им пирокластического материала, затем полностью преобразованного ("камуфлированная пирокластика"). Те же результаты получены при изучении пермских красноцветов Приуралья, меловых отложений Русской платформы и Восточной Сибири.

В этих данных отметим два момента. Первое — установленное достоверно генетическое различие между двумя компонентами осадочной породы. Второе — интерпретация этого различия; она представляется не единственно возможной. Дело в том, что существование того пирокластического материала, по которому, как предполагается, возникли аутигенные цеолиты и монтмориллонит, ничем, кроме необходимости объяснить присутствие последних, не обосновано. Считается, что он преобразован полностью. Такая же картина наблюдается и в случае с цеолитовыми красными глинами океанов. Присутствие пирокластики также не установлено. Это объясняется ее тонкой дисперсностью. Но, может быть, ее в обоих этих случаях и не было. Можно предположить, что источником аутигенного материала были, как и в ряде других рассмотренных случаев, гидротермы, привносившие в осадочные толщи необходимые для этого компоненты.

Из изложенного отнюдь не следует, что морское осадкообразование определяется в первую очередь эндогенными процессами — эксгаляциями, вулканической и поствулканической деятельностью. Главную роль могут играть нормальные экзогенные процессы. Однако имеющиеся данные уже сейчас позволяют утверждать, что роль дополнительного привноса глубинного вещества в процессе образования самых различных осадков или осадочных пород значительна. Роль привноса может быть очень различной — от ведущей в металлоносных отложениях до нулевой в обломочных породах.

Но если нельзя пренебречь ролью наложенных процессов при формировании нормальных осадочных пород, если эти процессы имеют решающее значение при гранитизации, то при региональном метаморфизме, который большинство исследователей считают изохимическим процессом, происходящим в закрытой системе, роль привноса глубинного материала обычно отрицается. Мы не будем здесь подробно останавливаться на этом вопросе. Отметим только, что некоторые исследователи полагают, что и региональный метаморфизм происходит в результате воздействия глубинных флюидов и приносимого ими эндогенного материала на осадочные породы [150, 169, 278].

ПРИВНОС ВЕЩЕСТВА В СЛОИСТУЮ ОБОЛОЧКУ И ЕГО МЕХАНИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

В приведенных выше материалах содержатся некоторые указания на механизм перехода привнесенного вещества из раствора в осадочную оболочку земной коры. Это, во-первых, непосредственное отложение из раствора в уже существующих свободных пространствах — в трещинах, пустотах (в том числе поровых) горных пород, по плоскостям слоистости — аналогично тому, как это происходит при обычном гидротермальном процессе. Разновидностью этого механизма можно считать выпадение минеральных компонентов из растворов на свободной земной поверхности — воздушной или водной среде (моделью этого процесса может служить накопление травертинов). Так образуются металлоносные отложения на океаническом дне. В последнем случае привнесенные минеральные компоненты могут сначала поступать в морскую воду, пересыщать ее и только после этого выпадать в осадок. Во-вторых, привнесенные вещества могут включаться в состав слоистой оболочки в ходе процессов низкотемпературного метасоматоза. Именно так, по мнению Л.М.Бириной, образовались многие ангидриты, доломиты Русской платформы, а, по данным Н.А.Кудрявцева, накопления солей возникают при галогенном метасоматозе. Сюда же можно отнести вторичную глинизацию. Этот механизм можно рассматривать (не по химизму, а по существу процесса) как низкотемпературный аналог процессов гранитизации. А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов применительно к процессам океанического литогенеза говорят в подобных случаях о начальной, или эмбриональной, континентализации пород [137].

Наконец, можно предположить (пока только умозрительно) возможность существования третьего способа включения привнесенного вещества в состав горных пород. Можно представить себе, что часть восходящих глубинных "сквозьмагматических растворов", оставшаяся после процессов гранитизации (и регионального метаморфизма?),

пропитывает толщу вышележащих пород (так же как это происходило и на уровне более высокотемпературных процессов) и наряду с процессами низкотемпературного метасоматоза (или вместо него) осаждает какую-то часть растворенных в них минеральных компонентов, которые в новых P—T условиях, существующих на данных глубинах, оказались в избытке. При этом выпавшие в осадок компоненты не образуют каких-либо прожилок, линз, включений, а равномерно (поскольку порода пропитана раствором по всей массе) распределяются в породе в межзерновых пространствах, внутризерновых трещинах и т.п. В этом случае, вероятно, будет затруднительно отличить собственно осадочную автохтонную часть породы от гидротермальной аллохтонной. Даже в случае стратиформных рудных месторождений, когда аллохтонный материал достаточно резко отличается от собственно осадочного автохтонного, многие исследователи считают, что и тот и другой имеют одинаковый чисто осадочный генезис. Еще труднее будет диагностировать подобные случаи тогда, когда аллохтонным окажется какой-либо нерудный компонент, например кальций (в форме карбоната). Добавление его к карбонатным породам или песчаникам (поровый карбонатный цемент, цемент нарастания и т.д.) либо вообще может оказаться незамеченным, либо может быть истолковано как результат нормального осадочного процесса или перераспределения материала внутри осадочной толщи при диагенетических процессах и др.

Подразумевается, что в данном случае аллохтонный привнесенный материал не только занимает заранее существующие пустоты, как в первом случае, и не только замещает часть автохтонного материала, как во втором, но также активно освобождает необходимые для него объемы (микрообъемы, равномерно рассеянные по соответствующей породе, в которой происходит этот процесс). Мы предполагаем, что эта работа совершается за счет энергии кристаллизации выделяющегося из раствора аллохтонного материала. В результате общий объем породы должен возрасти. Этот процесс, который представляется пока лишь теоретически возможным, кажется необходимым предположить, ибо только в этом случае можно получить (за счет добавки аллохтонного материала) увеличение объема пород, о котором говорилось ранее. В настоящее время нет прямых данных о сколько-нибудь существенной роли подобного процесса, что, по нашему мнению, может объясняться отсутствием целенаправленных работ. В тех случаях, когда привнос все же устанавливается, он обычно, как само собой разумеющееся, объясняется перераспределением местного материала, что не требует увеличения суммарного объема.

Рассмотрим материалы, свидетельствующие о том, что подобные процессы в принципе возможны в природных условиях, а в некоторых случаях могут рассматриваться как достоверно установленные.

Экспериментально установлено существование так называемого кристаллизационного давления, т.е. давления, которое оказывают растущие кристаллы различного состава на встреченные препятствия. В результате кристаллы могут расти не только в свободной среде (газовой или жидкой), но и в условиях ограниченного пространства, под нагрузкой. Величиной той нагрузки (на единицу площади), которая останавливает рост кристалла, и измеряется кристаллизационное давление [15, 31, 40, 270, 281, 314]. Разные грани, ребра и вершины одних и тех же кристаллов могут оказывать различное давление. Величина его зависит как от состава кристалла, так и от состава препятствия и окружающей среды, от соотношения присущих им сил поверхностного натяжения, а также от концентрации раствора и ряда других параметров. Это давление не имеет ничего общего с тем, которое возникает в результате увеличения объема вещества (например, воды) при кристаллизации по сравнению с исходным объемом. Давление развивается и в том случае, если кристаллизация происходит в незамкнутом пространстве и если при кристаллизации происходит уменьшение объема вещества; "жидкости, замерзающие с уменьшением объема, в открытых системах дают эффекты давления, похожие на получаемые у воды" [270, с. 74]. Существование кристаллизационного давления объясняют действием неуравновешенных поверхностных молекулярных сил кристаллов, создающих поверхностное натяжение. Под действием этих сил происходит извлечение атомов, молекул, ионов кристаллизуемого вещества из раствора и последовательное осаждение его на поверхности кристалла. При встрече кристалла с препятствием эти силы, стремясь достраивать кристалл в соответствии с его собственными внутренними закономерностями, "подтягивают" частицы кристаллизуемого вещества под препятствие, тем самым отодвигая его от кристалла. В результате растущий кристалл может активно освобождать себе необходимое пространство, деформировать элементы вмещаю-

щей среды. Если кристаллизационное давление отсутствует, кристалл не отталкивает препятствие, а обрастает его. Величина кристаллизационного давления, по оценкам упомянутых исследователей, измеряется величинами от миллиграммов до десятков и даже сотен килограммов на 1 $см^2$. Некоторые из них предполагают, что это давление может быть значительно большим.

Наиболее наглядной природной моделью, демонстрирующей проявление кристаллизационного давления, является почвенный игольчатый (стебельковый, шестовато-волокнистый) лед, образующийся на поверхности почвы при заморозках [121, 276]. При этом на почве образуются стоящие вертикально кристаллы льда длиной до 10—12 см и толщиной до ½ мм. На верхних концах этих образований могут находиться комочки грунта, песчинки, гальки, камешки, ветки, поднятые кристаллами с поверхности почвы в процессе роста. Более крупные камни, до 12—15 см в диаметре, бывают приподняты совместными усилиями кристаллов, располагающихся под ними. Грузоподъемная сила этих кристаллов исследовалась экспериментально. Она оценивалась в 10—14 $кг/см^2$.

Один из возможных результатов проявления кристаллизационного давления льда — образование гидролакколитов (булгуняхов), а также пучение мерзлого грунта [40, 227, 270]. Пучение грунта связано с образованием в нем льда. Однако увеличением объема воды при замерзании (на 9%) в этом случае можно пренебречь. При содержании воды в грунте, равном 50% (что случается редко), пучение за счет этого фактора не превышает 4—5%. В то же время известно, что увеличение объема грунта при промерзании может достигать 60—100%. При этом очевидна необходимость поступления в зону пучения добавочной воды, обеспечивающей этот прирост объема. Такое поступление не может быть обеспечено гидродинамическим подтоком ее. Дело в том, что при пучении деформируются мерзлые грунты с временным сопротивлением до 20—150 $кг/см^2$. При этих деформациях указанное сопротивление должно быть преодолено. Вода в пучинах и булгуняхах никогда под таким давлением не обнаруживается, а иногда вообще имеет открытый выход (т.е. имеет место гидродинамически открытая система).

Поэтому большинство исследователей иначе представляют себе механизм поступления дополнительной воды в зону замораживания [35, 60, 226, 319]. По их мнению, основную роль в этом процессе играет тонкая адсорбционная пленка воды, облекающая как частицы влажного грунта, так и образующиеся в порах при замерзании мелкие кристаллики льда. Те части пленки, которые прилегают к этим кристалликам, замерзают быстрее, чем остальные. В результате в этих местах адсорбционная пленка, связанная с поверхностной энергией частиц грунта и льда, утоняется. Меняется величина адсорбционных сил. Равновесие, существовавшее между разными частями пленки, нарушается, что вызывает постепенно перемещение влаги по пленке из тех участков, где она толще, к тем, где пленка тоньше, т.е. к растущим кристалликам льда. Таким образом, происходит безнапорная миграция, подсасывание влаги в зону промерзания. Этот процесс обеспечивает устойчивый рост и накопление кристаллов льда в зоне пучения, определяемой распределением температур, скоростью подтока воды и другими параметрами грунта. Некоторые исследователи определенную роль в подсосе влаги отводят явлениям капиллярности и собственно кристаллизации.

В результате действия механизма (или механизмов) безнапорного подтока влаги в грунте на некоторой глубине, на нижней границе зоны промерзания, ориентированной в общем параллельно дневной поверхности, начинается процесс формирования кристаллов льда [60, 226, 270, 319]. Сначала они расположены хаотически, но затем, поскольку условия для роста оказываются различными для разноориентированных кристаллов, преимущество оказывается у тех, длинные оси которых направлены под прямым углом к нижней границе зон промерзания. Только они и продолжают расти. В процессе роста расположенные рядом и параллельно друг другу кристаллы оказывают повышенное давление на грунт в направлении своего роста (механизм этого явления рассмотрен ниже), активно освобождают себе пространство, отталкивая частицы вмещающего грунта. Суммарным эффектом этого является образование шлиров, линз вторичного, сегрегационного[1] льда, сопровождающееся поднятием вышележащего слоя промерзшего грун-

[1] "Сегрегационным следует называть такое льдообразование, которое обусловливается кристаллизацией слабо связанной воды в горных породах, сопровождается безнапорной миграцией ее в жидкой фазе к фронту кристаллизации и приводит к возникновению ледяных шлиров, значительно превышающих по размерам поры и полости, бывшие в породе до промерзания" [60, с. 114].

та на величину, равную толщине шлира. Растущие шлиры льда, таким образом, расслаивают вмещающий грунт, разрастаются по латерали и в результате могут слиться, образовав сплошной прослой сегрегационного льда. Мощность такого слоя может измеряться метрами. Если промерзание усиливается или подток влаги замедляется, оно охватывает более глубокие части грунта, где возникнет новый ледяной слой. Первый слой перестает утолщаться. Такие вторичные пластовые льды достаточно часто встречаются в зонах вечной мерзлоты.

В природе подобные процессы сегрегационного типа не ограничиваются вторичным льдообразоанием [40, 82, 107, 281]. Таким же способом, например, образуются широко распространенные кристаллы чистого прозрачного гипса в песчано-глинистых породах. При своем росте такие кристаллы должны были отталкивать частицы окружающей среды. Можно усмотреть аналогию между слоями сегрегационных льдов, состоящих из поперечных к слою шестоватых кристаллов льда, и жилами шестовато-волокнистых гипсов, кальцита [82, 107], а также каменной соли и некоторых других минералов. Можно при этом предположить, что агрегаты растущих кристаллов в этих случаях сами раздвигают стенки заполняемых жил или приподнимают пласты пород, когда формируются по плоскостям слоистости. Возможно раздвигание обломков брекчий, обрастаемых агрегатами минералов, поскольку иногда эти обломки не имеют опорных поверхностей и совершенно не соприкасаются между собой. Действием тех же сил кристаллизационного давления объясняют образование имеющих правильную форму кристаллов пирита, магнетита, граната, ставролита в метаморфических породах, в то время как окружающие их элементы породы (чешуйки слюды и т.д.) располагаются так, как если бы они были раздвинуты при росте упомянутых кристаллов [40, 281].

В рассмотренных выше случаях автохтонный субстрат и аллохтонный материал (лед, гипс, кальцит и т.п.) четко разделены в пространстве и легко различаются. Но можно представить себе случаи, когда эта дифференциация выражена гораздо слабее. Так, раздвигание обломков брекчий при обрастании их агрегатами тех или иных минералов позволяет по аналогии представить себе раздвигание частиц песчаных пород в результате образования цемента обрастания. В том же случае, если состав субстрата и аллохтонного материала сходен, а явно выраженных структурных различий между ними нет, различить их будет весьма затруднительно.

Предполагается, что в результате всех этих возможных процессов объем осадочных и метаморфизуемых пород может существенно возрастать (без уменьшения плотности). Следствием этого является взаимное перемещение блоков, пластин, тех или иных частей слоистой оболочки, что приводит к образованию тектонических дислокаций.

Возникает вопрос, достаточны ли для этого напряжения, получаемые при действии кристаллизационного давления. М.В. Гзовский [74] для тектонически подвижных областей наиболее вероятной величиной максимальных касательных напряжений считает 1000 ± 500 кг/см^2. При этом сейсмологические методы дают значения до 300 кг/см^2, а тектонофизические — до 1000 кг/см^2. В то же время определяемое экспериментально кристаллизационное давление не превышает десятков килограммов на 1 см^2, т.е. значений, на один—два порядка меньших. Надо, однако, иметь в виду, что эксперименты ставились с очень ограниченным числом кристаллических веществ (лед, квасцы, гипс). Вполне вероятно, что кристаллы других веществ могут развивать значительно большие давления. Об этом свидетельствует то, что идиоморфные кристаллы граната, магнетита, ставролита, полевых шпатов и других минералов формируются в гнейсах и кристаллических сланцах, нередко раздвигая минералы основной массы этих пород и преодолевая, следовательно, те большие давления, при которых происходил рост этих порфиробластов [40].

Известно, наконец, что при гранитизации, даже без привноса вещества, происходит увеличение объема пород приблизительно на 10% [152]. В случае привноса вещества увеличение объема становится еще более значительным. Качественно это подтверждается некоторыми данными по нашему району, для которого М.В. Авдулов [1] производил определение плотностей пород. В результате выяснилось, что протерозойские и среднепалеозойские породы в долине р. Ардон имеют среднюю плотность 2,70 г/см^3 (не считая подчиненных амфиболитов с плотностью 2,88 г/см^3). В то же время садонские и кассарские граниты, возникшие в результате гранитизации этих же пород, имеют среднюю плотность всего лишь 2,62—2,63 г/см^3. Подобные соотношения плотностей этих пород типичны для Кавказа в целом [16].

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что процесс активного увеличения объема горных пород может быть вполне реальным явлением. Исходя их этого, рассмотрим механизм формирования основных типов перечисленных выше тектонических дислокаций. Начнем с чешуйчатых надвигов.

Предположим, что ограниченный по площади участок земной коры охвачен процессом увеличения объема пород. Будем считать, что этот процесс развивается на достаточно значительной территории, площадь которой в несколько раз больше мощности комплекса пород, охваченного этим процессом. Поэтому далее будем говорить о слое, размеры которого (толщина и площадь) в результате увеличения объема увеличиваются на некоторое число процентов. А так как горизонтальные размеры слоя больше его толщины, то и абсолютный прирост горизонтальных размеров будет больше, чем прирост толщины. Иными словами, главным результатом увеличения объема будет, вероятно, увеличение площади слоя. Дальнейшее его поведение зависит от того, в каких условиях этот слой находится. Можно представить два основных варианта: концы слоя не закреплены и могут относительно свободно перемещаться; концы слоя жестко закреплены.

"Незакрепленными" можно считать те части слоев осадочных отложений, выполняющих прогибы, которые располагаются на крыльях прилегающих поднятий. Здесь мощности одновозрастных отложений уменьшаются, иногда до полного выклинивания, а нагрузка вышележащих отложений может быть (по тем же причинам) снята полностью или уменьшена. Поэтому прилегающие к прогибам поднятия выглядят как бы отдушинами, в которые, встречая здесь лишь ослабленное сопротивление местного материала слоистых отложений, может происходить перемещение материала слоев, объем которых в прогибах увеличивается.

При увеличении объема слоя с незакрепленными концами увеличение его площади приведет к тому, что его краевые части начнут перемещаться в стороны от центра или оси той части слоя, которая испытывает такие преобразования. При этом перемещающиеся краевые части слоя будут перекрывать смежные территории, образуя тектонические надвиги и покровы. Дислокации этого типа можно рассматривать как непосредственный результат увеличения площади (т.е. объема) слоя.

По-видимому, в зависимости от конкретной обстановки, от свойств самих пород процесс может сопровождаться образованием надвигов (например, массивные в целом известняки Скалистого хребта) или складок (краевые складки южной периферии Южно-Кавказской ступени, где развиты тонкослоистые пластичные породы флиша). Так как возникающие при увеличении объема пород напряжения приурочены к некоторой пачке слоев, ясно, что в процессе движения эта пачка будет отделена от смежных частей слоистой толщи поверхностями послойного срыва, а направление движения удлиняющихся слоев будет ориентировано параллельно слоистости. Затем вверх по восстанию послойный срыв может перейти в секущий надвиг или взброс. Место образования надвигов и покровов предопределяется расположением зон сочленения прогибов и поднятий первого порядка (последние служат "отдушинами" для перемещающегося из прогибов материала). При этом направление перемещения чешуйчатых надвигов в одном и том же регионе может быть весьма разнообразным. Оно прежде всего направлено центробежно, в обе стороны от осевой части прогибов, где сосредоточена основная масса пород, объем которых увеличивается. В центриклиналях крупных прогибов направления движения чешуй могут быть ориентированы под прямым углом к общему простиранию складчатого сооружения. Еще более сложная картина получается в случае, если сами исходные прогибы имеют направильную в плане форму.

Рассмотрим процесс деформирования толщи (при увеличении ее объема) в том случае, когда ее концы жестко закреплены. Закрепление может быть достигнуто наличием смежных поднятий с крутыми крыльями, которые служат упорами для увеличивающей свой объем толщи. Но та же обстановка может быть получена в средней, приосевой, части достаточно обширной по площади толщи пород с незакрепленными краями. При центробежном перемещении краевых частей такой толщи эти ее части испытывают сопротивление движению, связанное с трением в их подошве и кровле, а также механическое сопротивление располагающихся по периферии одновозрастных пород. Чем больше площадь части толщи, участвующей в таком перемещении, тем больше сила трения на плоскостях, ограничивающих толщу. Может наступить такой момент, когда величина этого трения окажется больше, чем напряжение горизонталь-

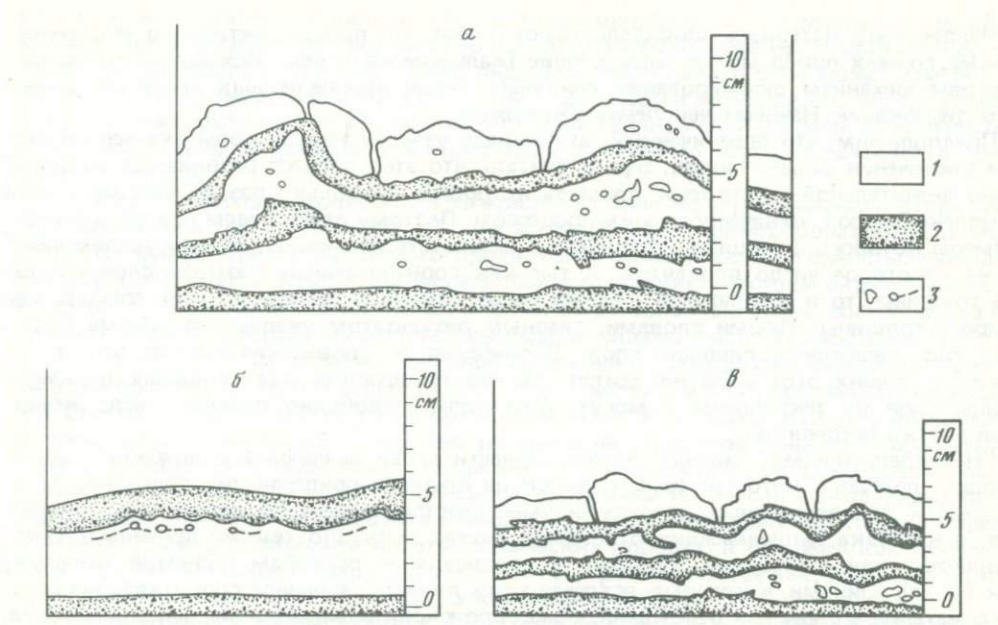


Рис. 52. **Экспериментальное получение складчатых деформаций при увеличении объема слоистых образцов (опыты А.В. Вихерта)**
1 — глина; *2* — песок; *3* — пустоты

ного сжатия (точнее, горизонтального распора), создающегося в результате увеличения объема толщи. В этом случае увеличение площади толщи уже не может быть компенсировано только "экспансией" ее краевых частей на смежные поднятия. Начнут деформироваться и ее центральные, приосевые, части. Эти деформации, по-видимому, могут проявиться либо в образовании новых систем чешуйчатых надвигов, располагающихся ближе к оси прогиба, либо в возникновении складчатых деформаций.

В связи с этим отметим, что напряженное состояние распора, возникающее при увеличении объема слоя, в механическом смысле аналогично таковому при сжатии путем приложения внешних сил. Но распределение дислокаций может быть в корне отличным. В случае, когда сжимающее усилие приложено к концам деформируемой пластины, возникшие первыми изгиб или трещина скалывания и тому подобные дислокации служат местом разрядки всего приложенного напряжения, препятствуя тем самым возникновению новых нарушений до исчерпания возможностей деформирования пород при данных условиях в месте возникновения дислокации.

Иначе обстоит дело в случае, когда напряжение при увеличении объема равномерно распределено по всему слою. В слое, объем которого увеличивается, возникновение одного изгиба или одной трещины скалывания не будет препятствовать появлению других таких же деформаций на всей территории, охваченной этим процессом. При увеличении площади слоя сопротивление соседних участков и трение в кровле и подошве слоя приводят к тому, что увеличивающий объем слой, вынужденный уместиться на прежней территории, должен коробиться, сминаться в складки, приподнимая лежащие выше породы. Возможность подобного процесса была экспериментально проверена в лаборатории тектонофизики Геологического факультета МГУ [53]. Для опыта из сухой бентонитовой глины и песка изготавливались горизонтально-слоистые образцы. Затем они заливались водой. Глина набухала и увеличивалась в объеме, в результате чего образцы оказывались дислоцированными (рис. 52, *а*). При этом по верхним слоям довольно четко вырисовываются складки, похожие на коробчатые. Нижние слои дислоцированы слабее. Размеры складок зависят от толщины слоев. О том, что эти дислокации связаны с общим для всего образца горизонтальным напряжением, вызванным увеличением площади слоев, свидетельствует образование в слоях глины пустот, сосредоточенных преимущественно в пределах антиклиналь-

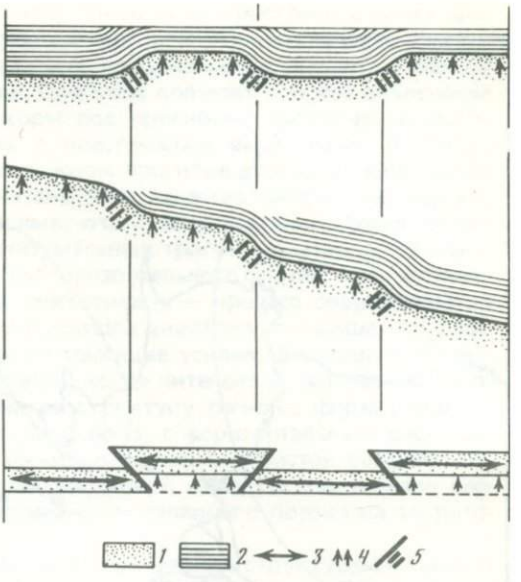


Рис. 53. **Схема образования блоковой и ступенчатой структуры при увеличении объема пород**
1 — породы, увеличивающие объем; *2* — слоистый чехол; *3* — силы распора; *4* — направление движения блоков; *5* — поверхности скалывания

ных складок. Подобные пустоты получались и тогда, когда образец состоял из одного толстого слоя глины (рис. 52, *б*). В этом случае его верхняя часть при набухании отслаивалась и образовывала складки. Пустоты свидетельствуют о зависании слоя над опорой и тем самым об образовании складок под действием горизонтального сжатия. Можно ожидать, что при благоприятных условиях под действием тех же сил возникнут взбросы и надвиги. В образце, изображенном на рис. 52, *в*, в среднем слое глины образовалась лежачая антиклинальная складка, которую можно рассматривать как начальную стадию надвигообразования (рисунки образцов 52, *б, в* представлены А.В. Вихертом). Хотя трудно объяснить возникновение в опытах складок именно коробчатой, а не какой-либо иной формы, все же результаты позволяют предполагать, что при увеличении объема слоя в реальной обстановке должны образовываться коробчатые складки (см. осевую часть Южно-Кавказского прогиба).

Можно допустить, что если процесс увеличения объема идет в первично-горизонтальном слое, то одни участки остаются на месте, а другие несколько выдавливаются вверх, чем и компенсируется напряжение распора, возникшее при увеличении объема. Возникает структура, соответствующая "клавиатуре блоков" (рис. 53). Возможно, что если слой наклонен, то в силу первичной асимметрии возникнет структура типа "лестницы блоков". Нетрудно увидеть, что в результате получатся участки, которые будут двигаться вертикально и дифференцированно, т.е. образуются блоки, что как раз и имеет место в геосинклинальных областях. При таком истолковании боковой структуры получают объяснения ритмичность ступенчато-коробчатых складок и наблюдаемая в ряде случаев неравнозначность антиклиналей и синклиналей (первые активные, вторые — остаточные), а также связный характер деформаций. С изложенными представлениями согласуются результаты изучения напряжений, действующих в очагах землетрясений Кавказа.

Можно полагать, следовательно, что блоковая структура не нуждается для своего возникновения в предварительном существовании глубинных разломов. Скорее наоборот: разломы как нарушения сплошности являются следствием возникновения блоков. Образующиеся при увеличении объема блоки действуют на более высокие части земной коры как штампы. При достаточной контрастности их движения и достаточной жесткости более высоких частей земной коры блоковые подвижки, пластические на глубине, могут привести к тому, что дифференцированно движущиеся участки окажутся разделенными разрывами в более высоких частях земной коры. Поэтому мы предпочитаем говорить не о глубинных разломах (так как этот термин подразумевает обязательное нарушение связности пород), а о глубинных швах, которые обладают всеми свойствами глубинных разломов, но являются дислокациями связными.

Образующиеся при увеличении объема пород блоки в принципе должны быть изометричными в плане, в то время как для геосинклиналей считаются типичными линейные дислокации. Имеющиеся данные вполне отчетливо говорят о том, что блоковые складки являются не линейными, а скорее всего брахиформными (см. выше). Как было показано ранее, ступенчато-коробчатые складки являются длительно растущими. Следовательно, столь же длительными должны быть процессы увеличения объема, с которым этот рост связан.

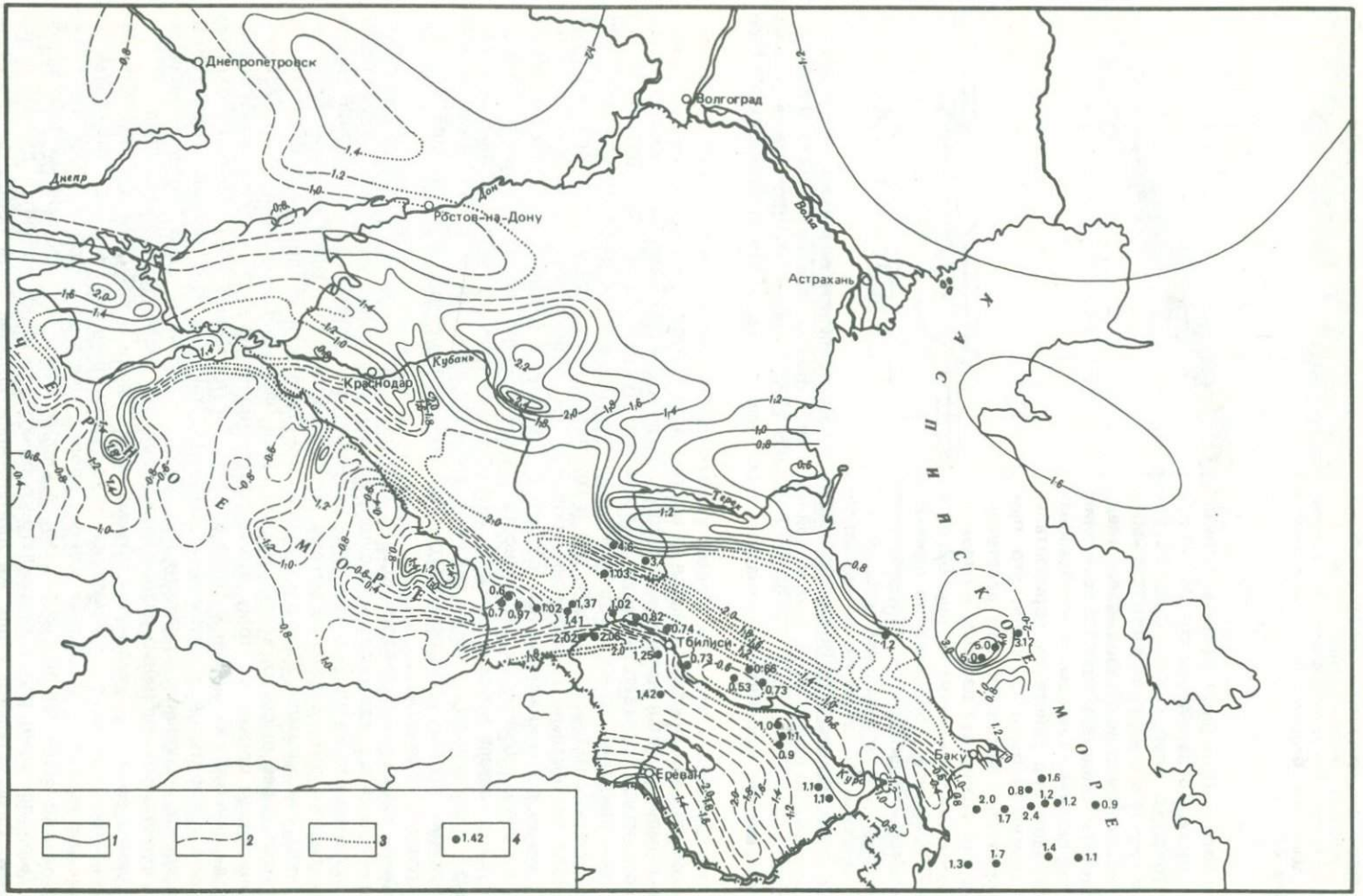


Рис. 54. **Карта теплового потока**

1–3 – изолинии теплового потока (в мккал/(см² ·с)) : *1* – достоверные, *2* – приблизительные, *3* – предположительные; *4* – отдельные пункты определения значений теплового потока

Перейдем к основным структурным ступеням. Широко распространена точка зрения, что формирование глубоких геосинклинальных трогов (в данном случае Крымско-Северо-Кавказского и Южно-Кавказского) связано с растяжением, с раздвигом блоков земной коры, т.е. с процессом рифтового типа. При этом получает простое объяснение утонение консолидированной части земной коры под прогибами, аналогичное утонению "шейки", наблюдаемое в экспериментах с пластичными веществами. В пользу этого говорит также повышенная проницаемость коры прогибов для основного вулканогенного материала инициального типа. Значительное количество материалов, однако, противоречит такому предположению. Во-первых, очаги землетрясений, большинство из которых контролируется границами геосинклинальных трогов и внетроговых глыб, связаны, как уже отмечалось, с обстановкой субгоризонтального сжатия, а не растяжения. Это, правда, можно объяснить тем, что сейсмичность — процесс современный, а образование основных прогибов и поднятий произошло значительно раньше — в среднем палеозое, когда могли господствовать растягивающие усилия. Во-вторых, в течение значительной части того временно́го интервала, когда интенсивно развивались прогибы и поднятия, образующие геосинклинальную структуру региона, формировались чешуйчатые надвиги и покровы, связанные, бесспорно, с горизонтальным сжатием. Но, быть может, это сжатие существовало только в верхней, слоистой осадочно-метаморфической, оболочке, а глубже, в консолидированной коре, господствовало растяжение. В-третьих, этому противоречит распределение теплового потока на территории Кавказского перешейка и Крыма.

Обычно считается, что тепловой поток связан с орогенными структурами, однако более внимательный анализ заставляет отказаться от этой точки зрения. Так, на Большом Кавказе тепловой поток (рис. 54)[1], как правило, превышает 2 мккал/(см^2 · с), а местами достигает 4,6 мккал/(см^2 · с). Но в Горном Крыму тепловой поток понижен приблизительно до 1,1 мккал/(см^2 · с), в то время как и севернее (Степной Крым) и южнее (прилегающая часть Черноморской впадины) он возрастает до 2,0 и 1,2 ÷ 1,6 соответственно. Тепловой поток на территории Азово-Кубанского передового прогиба (т.е. структуры орогенной стадии) изменяется от 0,8 до 2,0 мккл/(см^2 · с) вне какой-либо связи со структурой прогиба. Но есть четкая и однозначная связь с тектонической структурой геосинклинальной стадии развития. Так, в Азово-Кубанском прогибе понижения теплового потока соответствуют Индоло-Кубанскому и Восточно-Кубанскому прогибам, а повышения — разделяющему их Каневско-Березанскому валу, т.е. элементам геосинклинального структурного плана. В пределах Центрального Кавказа тепловой поток, превышающий 2 мккал/(см^2 · с) (до 3 ÷ 4,6), отвечает зонам Лабино-Малкинской и Главного хребта, т.е. межтроговым выступам древнего фундамента, но понижается до 1,03 мккал/(см^2 · с) в верховья Риони, в полосе Южно-Кавказского прогиба, хотя высоты рельефа (ими в первом приближении можно характеризовать орогенную структуру) в том и другом случае практически одинаковы. Горный Крым как часть Крымско-Северо-Кавказского геосинклинального трога закономерно с этой точки зрения характеризуется пониженным тепловым потоком. Число таких примеров можно увеличить.

Более того, есть основания предполагать, что наблюдаемое в настоящее время распределение теплового потока на Кавказском перешейке сложилось очень давно, возможно одновременно с заложением структурно-тектонического плана геосинклинальной стадии, т.е. приблизительно на границе раннего и среднего девона. Дело в том, что межтроговые глыбы земной коры, которым отвечают, как правило, повышенные тепловые потоки, характеризуются обычно более или менее интенсивным гранитоидным магматизмом среднего—позднего палеозоя. В противоположность им геосинклинальные троги с их пониженным тепловым потоком такого магматизма лишены (см. выше). Известны исследования, которые свидетельствуют о том, что для формирования гранитоидов необходимы повышенные (против фоновых) тепловые потоки, которые, как следует из сказанного, существовали в среднем—позднем палеозое там же, где повышенные потоки отмечаются и сейчас.

---

[1] Карта составлена по данным А.А. Аветисьянца, А.Л. Александрова, Г.И. Буачидзе, С.П. Власова, А.А. Дучкова, Р.И. Кутаса, И.М. Кутасова, Е.А. Любимовой, Л.Н. Люсовой, В.Н. Матвиенко, В.Н. Никитиной, Б.Г. Поляк, Л.А. Савостина, С.И. Сергиенко, Я.Б. Смирнова, Г.М. Сухарева, Ю.К. Таранухи, В.Н. Томара, М.П. Шаоршадзе, В.А. Шелягина и др.

На акватории Черного и Каспийского морей указанные закономерности не распространяются.

Итак, можно видеть, что для геосинклинальных трогов характерен резко пониженный по сравнению с межтроговыми глыбами тепловой поток. Поскольку, по существующим оценкам Е.А. Любимовой [322], приблизительно половина суммарного теплового потока приходится на подкоровую, мантийную, составляющую, в пределах трогов вынос глубинного тепла значительно меньше, чем в межтроговых глыбах. Между тем в местах растяжения, утонения и даже разрыва коры, где к поверхности вследствие этого должен приближаться разогретый мантийный материал, было бы естественно видеть резкое возрастание теплового потока. Именно такая картина установлена в современных рифтах. И наоборот, в обстановке сжатия, при вдавливании, впячивании относительно холодной коры в мантию понижение теплового потока кажется неизбежным. Резко пониженные тепловые потоки установлены в океанических желобах [73, 254], которые многими исследователями рассматриваются как современные аналоги геосинклинальных трогов и связываются с впячиванием холодного корового материала в мантию.

Наконец, в-четвертых, под некоторыми из геосинклинальных трогов и под сходными с ними во многих отношениях платформенными авлакогенами устанавливается существование в верхах мантии несколько ниже границы Мохоровичича одной-двух сейсмических границ, которые некоторыми исследователями рассматриваются как поверхности, служившие подошвой земной коры в геологическом прошлом [260]. Такие поверхности установлены в Донецко-Мангышлакском авлакогене, в Горном Крыму, т.е. в западной части Крымско-Северо-Кавказского трога, на территории Карпат. Представляется очевидным, что в случае утонения коры при растяжении условия для образования палеоповерхностей М отсутствуют. Такие поверхности могли возникнуть только в обстановке сжатия, когда земная кора испытывала погружение в мантию. Низы ее попадали в условия повышенных температур и давлений, в которых эта нижняя ее часть преобразовывалась, приобретая свойства мантии, в результате чего возникла новая подошва коры, располагавшаяся выше прежней. Как следствие такой переработки коры можно рассматривать основной вулканизм инициального типа в пределах трогов наряду с упоминавшимися ранее внедрениями гипербазитов.

Все четыре аргумента в пользу того, что геосинклинальные троги образуются в условиях сжатия, не являются бесспорными, особенно два первых. Но в целом они, по-видимому, перевешивают те основания, которые истолковываются как свидетельство растяжения.

Отметим, наконец, что, как показал Е.Е. Милановский [176], процессы образования и развития рифтов и геосинклиналей резко различны по геодинамической и палеогеографической обстановке, характеру магматизма. Рифты и геосинклинали полярны во времени и пространстве. Поэтому рифтовые зоны с их обстановкой растяжения не могут рассматриваться как начальная стадия геосинклинального процесса.

Таким образом, мы приходим к выводу, что образование трогов и внетроговых глыб Большого Кавказа, т.е. расчленение его на структурные ступени, является скорее результатом действия субгоризонтального сжатия. Прогибы, особенно геосинклинальные троги, образуются, по-видимому, в результате "пластического впячивания" земной коры в мантию аналогично тому, как это предполагал Ф.А. Венинг-Мейнец [48], но без участия подкоровых течений вещества, а вследствие увеличения площади и коробления коры за счет увеличения объема слагающих ее пород. Низы вдавливаемой в мантию коры, попадая в чуждые для нее физико-химические условия, преобразуются, уплотняются и приобретают физические свойства мантийного материала. В результате консолидированная часть коры утоняется. Этот процесс отвечает первому типу развития земной коры по А.Ш. Файтельсону [275].

Итак, мы приходим к выводу, что бóльшая часть наблюдаемых на Большом Кавказе тектонических дислокаций (основные структурные ступени геосинклинальной стадии развития, ступенчато-коробчатые складки, чешуйчатые надвиги, полная складчатость) является прямым результатом действия самостоятельного тангенциального сжатия негравитационного происхождения. Меньшую часть дислокаций можно считать косвенным следствием этого же сжатия (наложенные грабены).

По-видимому, структуры орогенного тектонического плана также связаны с горизонтальными напряжениями и перемещениями, но происходящими на глубинах

50–150 км. М.Е. Артемьев [12] делает вывод, что антиизостатический характер движений элементов орогенной структуры требует "для своего объяснения признания существенной роли перемещения корового или подкорового вещества со значительной горизонтальной составляющей движения" [12, с. 19]. Можно предположить, что создающиеся на указанных глубинах в результате этих перемещений области сгруживания материала действуют на располагающуюся выше земную кору как мягкие штампы и приводят к собственно вертикальным перемещениям участков коры, приводящим к формированию орогенной структуры.

Таким образом, предположение о существенном увеличении объема горных пород земной коры как источнике напряжений субгоризонтального сжатия, приводящего к формированию тектонической структуры Большого Кавказа, снимает те трудности и противоречия между структурными историко-геологическими данными, о которых говорилось выше.

Изложенные представления отнюдь не должны рассматриваться как альтернативные гипотезе тектоники плит. Последняя, как следует из всего изложенного материала, неприменима к Большому Кавказу. Но она может быть вполне справедливой для складчатых сооружений других типов. Офиолитовые зоны Малого Кавказа, возможно, могут быть истолкованы на основе этих идей.

Что касается собственно вертикальных движений, то они как движения полностью самостоятельные, первичные, независимые от движений другого типа, вероятно, отсутствуют. Таковыми можно было бы считать движения земной коры, приведшие к формированию поднятий и прогибов орогенной стадии развития (Большой Кавказ, предгорные и межгорные прогибы). Однако они, как уже упоминалось, связаны с горизонтальным перераспределением материала на глубинах 50–150 км. Движения блоков, которым отвечают ступенчато-коробчатые складки Северо-Кавказской ступени, имеют радиальное направление. Но объясняются эти движения, как предполагается, короблением более глубоких слоев земной коры вследствие увеличения их площади. Образование основных структурных ступеней приходится рассматривать как следствие такого же процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, мы приходим к выводу, что ни с позиций фиксизма, ни с позиций мобилизма объяснить историю развития и механизм формирования тектонической структуры Большого Кавказа не представляется возможным. В то же время и в фиксистском, и в мобилистском подходе к этому сооружению определенно содержится, по нашему мнению, много рационального, подтверждаемого фактическим материалом. Выход из этого противоречия возможен только на основе каких-то новых представлений, дающих возможность объединить отвечающие реальности части обеих концепций и избежать их недостатков. В качестве такого выхода в книге рассматривается возможность существенного увеличения объема пород осадочно-метаморфической части земной коры, вызываемого кристаллизационным давлением ювенильного материала, привнесенного в эту оболочку восходящими глубинными газово-жидкими флюидами.

Необходимо отметить, что подобные в той или иной мере представления высказываются здесь далеко не впервые. О принципиальной возможности увеличения объема пород как причине складкообразования писал Э.Ог [198]. По мнению этого исследователя, можно представить себе случай, когда участок земной поверхности не подвергается сдавливанию, но слагающие его породы увеличиваются в объеме вследствие физических и химических изменений. Расширяясь, но не имея возможности раздаться в стороны, они образуют ряд складок точно так же, как и в случае сдавливания. В качестве одного из возможных случаев подобного рода Э. Ог рассматривает гидратацию ангидрита. С. Бубнов приходит к выводу, "что причину образования гор можно искать только в глубинных магматических процессах, в изменениях объема и в явлениях кристаллизации, совершающихся в самих областях горообразования" [203, с. 484]. "Ювенильные газы, проникнутые силикатами и щелочными боратами, . . . проникая в каменные массы в глубине геосинклинали, при сильных повышениях температуры производят интенсивные химические превращения . . . Вполне размягченные нижние массы . . . претерпевают глубокие преобразования и иногда вследствие увеличения объема и перекристаллизации, сопровождающейся огромным повышением давления, вытесняются вверх. Таким образом . . . складчатость кристаллических масс есть внутренний процесс, возникающий из первичных химических превращений и связанного с ними изменения объема" [203, с. 494]. В советской литературе гипотезу о формировании тектонических дислокаций в результате изменения объема пород предложила (опираясь на полевые и экспериментальные материалы) И.В. Кириллова [125], связывающая увеличение объема пород с набуханием глин, содержащих монтмориллонит, при появлении в разрезе геосинклинальных отложений свободной воды. Аналогичные представления разрабатывались В.В. Белоусовым [25], А.А. Сорским [262], В.Н. Шолпо [317, 318]. При этом в число процессов, приводящих к формированию тектонических дислокаций в результате увеличения объема пород, были включены региональный метаморфизм и гранитизация.

Предлагаемая И.В. Кирилловой причина увеличения объема кажется нам неприемлемой, поскольку в таком случае активным началом при складкообразовании считаются только глинистые породы монтмориллонитового состава (или с заметным содержанием монтмориллонита). Между тем опыт показывает, что одинаково деформированными часто оказываются породы самого разного состава, разного возраста, разной степени метаморфизма. Зависимость интенсивности деформаций и их морфологии от литологического состава деформированных отложений отсутствует (за исключением того, что на эти характеристики влияет степень пластичности, "компетентность" и "некомпетентность" пород).

Все эти построения исходят из представлений о первичности и определяющем характере вертикальных дифференцированных движений в формировании структуры склад-

чатой области, что, как явствует из всего предыдущего, не отвечает действительности. Кроме того, в них увеличение объема пород не является само по себе непосредственной причиной формирования тектонических дислокаций. Оно лишь приводит к разуплотнению пород, возникновению инверсии плотностей и последующему всплыванию пород с пониженной плотностью, сопровождающемуся складкообразованием.

Наши представления гораздо более близки к тем, которые высказывает в целом ряде работ С.А. Захаров [108, 109; и др.]. Отмечая резкую дисгармоничность складчатых структур Таджикской депрессии, их сочетание с пологими надвигами, независимость от более крупных структур, этот исследователь приходит к выводу о том, что дислокации мелового—кайнозойского этажа этого региона связаны с горизонтальным сжатием, причина которого — увеличение объема пород в результате привноса глубинного вещества при региональном метаморфизме низких ступеней.

При всем том, что наша точка зрения почти полностью совпадает с выводами С.А. Захарова, кажется недостаточно обоснованным исходное предположение о том, что интенсивно дислоцированы только породы верхнего, мелового—кайнозойского структурного этажа Таджикской депрессии, а для нижнего свойственны более простые деформации, вследствие чего длины слоев верхнего этажа в 1,2—2 раза больше, чем нижнего. Для объяснения этой разницы и приходится предполагать увеличение объема пород. Аналогичные соотношения предполагались раньше В.П. Крымовым [142] при описании чешуйчатых надвигов Восточного Предкавказья. Однако впоследствии выяснилось, что в этом случае дислокации пород нижнего структурного этажа (или нижних этажей) весьма значительны и морфологически однотипны с дислокациями верхнего этажа. В результате при существующем уровне изученности структуры нижних этажей Кавказа вывод об уменьшении интенсивности деформаций с глубиной становится неочевидным. Можно говорить лишь о дисгармоничности наблюдаемых деформаций, о расслоенности земной коры на пластины, дислоцированные независимо друг от друга.

Приведенные в предыдущих главах данные об истории и механизме формирования тектонической структуры Большого Кавказа свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительных взаимных перемещений (в плане) основных прогибов и поднятий этого складчатого сооружения, об отсутствии при этом сокращения его поперечных размеров. Следовательно, изложенные представления не согласуются с мобилистскими построениями и их можно было бы отнести к группе фиксистских концепций. Однако теоретической основой последних является признание первичного характера вертикальных движений земной коры и вторичного, производного характера горизонтальных движений. Из всего предыдущего очевидно, что, по нашему мнению, именно горизонтальные движения (связанные, однако, с увеличением площади слоев в результате предполагаемого увеличения их объема) являются первичными. Вертикальные движения независимо от того, отвечают ли они перемещениям по надвигам в тех местах, где эти последние становятся круче, или блоковым перемещениям, рассматриваются как вторичные, производные. Поэтому и к фиксизму эти представления отнести нельзя.

Существует еще одно отличие предлагаемого подхода как от фиксистской, так и от мобилистской точки зрения. Обе рассматривают тектонические дислокации верхних слоев земной коры как результат механического воздействия на них тех или иных перемещающихся глубинных масс пород, как результат всплывания астенолитов и погружения антиастенолитов, перемещения блоков коры, конвективных потоков в мантии и т.д. В нашем случае механические напряжения возникают непосредственно в верхних частях коры в результате процессов, близких по своему характеру к метасоматическим, т.е. имеющим физико-химическую, а не механическую природу. В результате становятся возможными самостоятельные, автономные по отношению к глубинным частям коры или к мантии тектонические движения верхних пластин земной коры. Но, как и в любых других построениях, исходная причина тектонического процесса — плотностная дифференциация мантийного вещества, осуществляющаяся в форме дефлюидизации мантии.

Изложенные выше соображения об увеличении объема пород как причине тектонических деформаций нельзя, конечно, считать доказанными. Можно только утверждать, что история развития и механизм формирования структуры Большого Кавказа (и аналогичных складчатых сооружений) не могут быть непротиворечиво объяснены без предположения о таком или каком-то аналогичном явлении. Рассмотренные выше данные, свидетельствующие о существовании привноса глубинного материала в оса-

дочно-метаморфическую оболочку, также можно рассматривать только как указание на возможность увеличения объема пород. Для того чтобы все эти предположения можно было считать доказанными, необходимо научиться выявлять (если она существует) аллохтонную, привнесенную часть материала осадочных и метаморфических пород. Это, по-видимому, можно будет сделать в результате существенного усовершенствования методов изотопных исследований (которые сейчас позволяют различать ювенильный и гипергенный материал только в отдельных случаях), а также на основе совершенствования подсчетов баланса вещества при различных процессах формирования осадочных и метаморфических пород.

Принято, как известно, разделять складчатые сооружения на моновергентные и дивергентные. Если посмотреть с этой точки зрения на Большой Кавказ, то оказывается, что его нельзя отнести, строго говоря, ни к той, ни к другой категории. Хотя и существует преобладающее направление надвигания (с севера на юг), оказывается, что в пределах рассматриваемого сооружения направление перемещения чешуйчатых надвигов меняется на противоположное несколько раз. Поэтому Большой Кавказ можно назвать поливергентным сооружением. Эта поливергентность находит свое объяснение в предлагаемом механизме происхождения тектонических дислокаций, когда каждый крупный прогиб рассматривается как место генерации тектонических напряжений горизонтального сжатия. Применимость этого подхода к сооружениям иного типа — дивергентным и особенно моновергентным — требует специального изучения.

Изложенные представления не кажутся альтернативными по отношению к гипотезам мобилизма и пульсирующего увеличения объема Земли. Формирование тектонических дислокаций за счет увеличения объема пород вполне может сочетаться с механизмами, предполагаемыми этими гипотезами. Так, эти гипотезы могут объяснять образование литосферных плит, океанических впадин, рифтовых систем, возможно, некоторых складчатых сооружений, а также глобальные закономерности тектогенеза. Но они, по-видимому, неприемлемы для истолкования структуры тектонических внутриплитных сооружений типа Большого Кавказа, возникших, очевидно, на геосинклинальной, но не океанической основе.

Вполне возможно, что будет найден какой-то совершенно другой выход из тех затруднений в истолковании процесса формирования тектонических деформаций, о которых говорилось выше. Предложенное решение — только одно из возможных. Главная цель книги заключалась в том, чтобы попытаться выявить те трудности, с которыми сталкиваются существующие тектонические концепции при обращении к складчатым сооружениям типа Большого Кавказа.

ABSTRACT

The monograph gives a detailed description of the main elements found in the tectonic structure of the Baikalian, Hercynian, and Alpine stages in the evolution of Greater Caucasus. This folded structure is divided into a number of large structural steps with no corresponding density or velocity inhomogeneities in the upper mantle of the region, a fact that does not allow one to regard these steps as resulting from differential vertical block movements in the underlying mantle. Among the smaller tectonic dislocations the principal ones are dislocations associated with subhorizontal compressive stresses; imbricate overthrusts, holomorphic folds. Other types of dislocation are subordinate and of a secondary nature. However, since the evolution of main rises and depressions is inherited in character, we can not appeal to horizontal shrinkage of the folded structure under study as causing the horizontal compression.

A possible way out of this difficulty discussed in the book is subhorizontal compressive stresses arising from an increase in the bulk of sedimental and metamorphic rocks caused by upwardgoing deep material transferred to the upper crust. The relevant literature is discussed providing evidence for the incoming part of halogenic, siliceous, clay, carbonate and some other rock material. The transfer of this material is supposed to occur by means of a rising current of deep fluids, in the first place chloride solutions. The transferred material makes a place for itself through the pressure of crystallization.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдулов М.В.* Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 73—89.
2. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—128.
3. *Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа: Опыт палинспастических реконструкций. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 5—9.
4. *Ажгирей Г.Д.* К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1963, № 4, с. 3—14.
5. *Азизов А.И.* Хлоркальциевая гидросфера Земли и гидротермальное рудообразование. — Геология руд. месторождений, 1975, № 2, с. 70—73.
6. *Алексеев А.С., Рябой В.З.* Новая модель строения верхней мантии Земли. — Природа, 1967, № 7, с. 64—77.
7. *Алексин А.А.* Гидрогеология глубинных зон крупных тектонических впадин. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, вып. 2, с. 156—157.
8. *Алексин А.А., Чеховских М.М.* О моделировании гидрогеологических процессов, протекающих в глубоких недрах земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1964, № 1, с. 3—7.
9. *Ализаде А.А., Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б.* Аутигенное минералообразование в песчаниках продуктивной толщи Прикуринской области (Карабаглы, Курсангя) и его влияние на коллекторские свойства. — Изв. АН АзССР. Науки о Земле, 1975, № 5, с. 86—95.
10. *Альтовский М.Е.* Формирование химического состава глубоких высокоминерализованных подземных вод и рассолов. — Информ. бюл. ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии, 1957, № 2, с. 13—21.
11. *Арсанова Г.И.* Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.
12. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Недра, 1975. 215 с.
13. *Артемьев М.Е., Камбаров Н.Ш., Дасымов А.* Изостатическое состояние южных районов СССР. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 67—75.
14. *Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР, 1958, 139 с. (Тр. Ин-та геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; Вып. 20).
15. *Бакли Г.* Рост кристаллов. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 406 с.
16. *Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Плотности горных пород территории Большого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1964, т. 22, с. 153—170.
17. *Батурин В.П.* Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. — Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 1, с. 55—63.
18. *Батурин Г.Н.* Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. — В кн.: История мирового океана: Геологическое строение, происхождение, развитие. М.: Наука, 1971, с. 259—277.
19. *Батурин Г.Н., Коченов А.В., Тримонис Э.С.* О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. — Океанология, 1969, вып. 3, с. 442—451.
20. *Безроднов В.Д.* Хлоридные подземные воды Кольского полуострова. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 67—75.
21. *Белевцев Я.Н.* Проблема глубинных источников рудообразования. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 262—270.
22. *Белов А.А., Омельченко В.Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
23. *Белов А.А., Сомин М.Л.* Доальпийские комплексы Кавказа (стратиграфическая изученность и тектонические следствия). — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 163—183.
24. *Белостоцкий И.И., Колбанцев Р.В.* Еще раз о проблеме офиолитов в Динаридах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, вып. 2, с. 3—15.
25. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
26. *Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 207 с.
27. *Беляевский Н.А., Рябой В.З., Смирнов Я.Б.* Горизонтальные неоднородности вещественного состава верхней части мантии территории СССР по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1425—1428.
28. *Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 122—275.
29. *Бирина Л.М.* Сульфатный и доломитовый метасоматоз в палеозойских отложениях центральной части Русской платформы. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6, с. 63—73.
30. *Бишоф Д.* Осадки геотермальных рассолов

Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157—193.
31. *Бокий Г.Б.* Кристаллизационная сила грани октаэдра квасцов. — Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1949, вып. 5, с. 143—148.
32. *Болтышев Н.П.* Об одной малоизученной особенности зон локальных тектонических разрывов. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 86—90.
33. *Борисов А.А., Круглякова Г.И., Фирсова Д.Б.* Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 96—101.
34. *Бострем К., Фаркаурсон Б., Эйл У.* Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр.: Докл. М.: Ин-т геохимии и аналит. химии, 1973, т. 4, кн. 1, с. 437—459.
35. *Бредюк Г.П.* Результаты исследования процесса пучения связных грунтов при промерзании. — В кн.: Материалы по физике и механике мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 56—62.
36. *Булин Н.К.* Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 3—15.
37. *Буньков М.С.* Развитие структурных форм Терско-Сунженской области. — В кн.: Тр. Комплекс. южной геол. экспедиции. Л.: Гостоптехиздат, 1961, вып. 6, с. 7—103.
38. *Бутузова Г.Ю.* Железорудные осадки фумарольного поля вулкана Санторин, их состав и генезис. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 6, с. 1400—1402.
39. *Бутузова Г.Ю.* Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. — В кн.: Геохимия осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 183—222.
40. *Вадило П.С.* Образование прослоев льда и солей в почвах. — Учен. зап. Кишинев. ун-та, 1951, вып. 1, с. 181—194.
41. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978, 153 с.
42. *Валеев Р.Н., Кореневский С.М.* Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы). — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 93—98.
43. *Валяев Б.М., Люстих А.Е.* Природа аномально высоких пластовых давлений (на примере Восточного Предкавказья и других нефтегазоносных регионов СССР). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 1, с. 140—141.
44. *Валяшко М.Г.* Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1966, № 5, с. 34—52.
45. *Ваньян Л.Л.* О моделях глубинной электропроводности. — Физика Земли, 1981, № 5, с. 57—66.
46. *Варенцов М.И.* Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 259 с.
47. *Вахрушев В.А., Воробьев Е.И.* Каменная соль в кимберлитах и рудах. — Природа, 1976, № 5, с. 84—85.
48. *Венинг-Мейнец Ф.А.* Пластическое впячивание земной коры: происхождение геосинклиналей. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 339—350.
49. *Вернадский В.И.* История минералов земной коры. Л.: ОНТИ, 1936. 562 с.
50. *Виноградов А.П.* Происхождение оболочек Земли. — Вестн. АН СССР, 1962, № 9, с. 16—29.
51. *Виноградов А.П.* Образование океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 4, с. 3—9.
52. *Виноградов В.И., Хераскова Т.Н., Петрова С.Н.* О генезисе стратиформных месторождений барита в кремнистых формациях Казахстана. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 112—123.
53. *Вихерт А.В., Курбатова Н.С.* Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 136.
54. *Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И.* Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
55. *Володарский Р.Ф.* Плотностная характеристика осадочных отложений Предкавказья. — Разведочная и промысловая геофизика, 1964, № 51, с. 59—67.
56. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
57. *Волохов И.М.* Магмы, интателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979, 166 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 437).
58. *Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В.* Возможные источники металлов стратиформных низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 286—295.
59. *Врублевский М.И.* Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Л.: Изд-во ЛГУ, 1962. 255 с.
60. *Втюрина Е.А., Втюрин Б.И.* Льдообразование в горных породах. М.: Наука, 1972. 279 с.
61. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование/Под ред. С.И. Набоко. М.: Недра, 1974. 262 с.
62. Вулканизм и аутигенное минералообразование в океане: (Природ. и эксперим. данные) /В.Б. Курносов, Н.В. Котов, И.О. Мурдмаа и др. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 24—29.
63. *Гавриленко Г.М.* Подводный вулкан Эсмеральда и связанное с ним железо-марганцевое рудообразование. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 51—55.
64. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
65. *Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977, 82 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 57).
66. *Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
67. *Гемп С.Д.* К вопросу формирования соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 124—140.
68. Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа/ К.С. Барковская, Р.С. Безбородов, И.О. Брод и др. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 320 с. (Тр. Комплекс. южной геол. экспедиции; Вып. 2).

69. Геология Большого Кавказа/Под ред. Г.Д. Ажгирея. М.: Недра, 1976. 263 с.
70. Геология СССР. Т. 10. Ч. 1/Под ред. П.Д. Гамкрелидзе. М.: Недра, 1964. 655 с.
71. Геология СССР. Т. 9. Ч. 1/Под ред. В.Л. Андрущука и др. М.: Недра, 1968. 759 с.
72. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения/А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева и др.—В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 12—20.
73. *Герцен Р.П., Ли У.Х.К.* Тепловой поток в океанических областях. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 61—70.
74. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
75. Гидрогеология Азии/Под ред. Н.А. Маринова. М.: Недра, 1974. 575 с.
76. Гидрогеология Африки/Под ред. Н.А. Маринова. М.: Недра, 1978. 371 с.
77. Гидротермальная пироксен-амфибол-асбестовая порода из впадины Хесса (Восточно-Тихоокеанское поднятие)/Т.В. Розанова, В.А. Дриц, А.Л. Дмитрик. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 3, с. 3—16.
78. *Глазовский Н.Ф.* Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 129—135.
79. *Горбов А.Ф.* Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
80. *Горяинов И.Н.* Модули (Fe + Mn)/Ti и (Fe + Mn)/Al в продуктах вулканических эксгаляций. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2, с. 457—458.
81. *Григорьев В.Н., Золотарев Б.П.* Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 205—218.
82. *Григорьев Д.П.* Кристаллизационная сила минералов. — Природа, 1950, № 11, с. 44—45.
83. *Гуревич В.И.* К дискуссии о происхождении хлоридных кальциевых рассолов. — Сов. геология, 1963, № 8, с. 150—158.
84. *Гуревич М.С.* Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. — В кн.: Материалы по региональной и поисковой геологии. М.: Госгеолиздат, 1961, с. 143—192. (Тр. ВНИИ геол. ин-та. Н.С.; Т. 61).
85. *Гуцало Л.К.* О закономерностях и факторах, определяющих изменения изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных рассолов). — Геохимия, 1980, № 11, с. 1734—1746.
86. *Дворов В.И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 179 с.
87. *Демин А.М.* Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазнидон (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с. 53—66.
88. *Демин А.М., Круть И.В.* Домезозойские магматические комплексы в палеозойских структурных зонах Северного Кавказа. — Сов. геология, 1967, № 9, с. 61—76.
89. *Дерпгольц В.Ф.* Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 18—31.
90. *Дерпгольц В.Ф.* Вода во Вселенной. Л.: Недра, 1971. 223 с.
91. *Джавахишвили Ш.И.* О взаимоотношении прогрессивного и регрессивного метаморфизма в кристаллических сланцах южного склона Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1964, с. 55—61.
92. *Дзиграшвили А.Т., Сепашвили О.А.* Условия залегания цителицкарройских известняков. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. М.: Недра, 1971, с. 201—208. (Тр. ВНИИ геол.-развед. нефт. ин-та; Вып. 115).
93. *Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
94. *Дзюба А.А.* Современная гидротермальная деятельность на древних платформах. — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активизации. М.: Наука, 1977, с. 92—96.
95. *Диспер В.Н.* О рассоле в метаморфических толщах юго-западного Памира. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, вып. 3, с. 131—136.
96. *Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чуприн В.П.* Включения солевых расплавов—рассолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 938—941.
97. *Ежов Ю.А.* Закономерности распределения химической инверсии в подземной гидросфере. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 106—112.
98. *Емельянов Е.М., Харин Г.С., Блажчишин А.И.* Железо-марганцевое оруденение в осадочной толще Атлантического океана. — В кн.: I съезд сов. океанологов: Тез. докл. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 127—128.
99. *Ефремов Г.М.* Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. — Сов. геология, 1941, № 2, с. 27—37.
100. *Жарков М.А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978, 272 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; № 354).
101. *Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А.* К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 3—18.
102. *Жемеричко М.И.* Генезис складчатых движений Передовых хребтов Северо-Восточного Предкавказья. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 5, с. 26—33.
103. *Жеребцова И.К.* К вопросу о континентальном галогенезе. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 124—128.
104. *Зайцев И.К.* Анализ основных гипотез формирования солевых и рассольных вод в свете новейших данных. — Сов. геология, 1968, № 1, с. 57—67.
105. Закономерности изменения пластовых давлений в мезозойско-кайнозойских отложениях Восточного Предкавказья/А.Г. Дурмишьян, В.Д. Асланов, Т.Р. Рахманов и др. — Геология нефти и газа, 1976, № 10, с. 55—61.
106. Закономерности развития магматизма складчатых областей / Г.Д. Афанасьев,

Р.Н. Абдуллаев, Ш.А. Азизбеков и др. М.: Наука, 1968. 387 с.
107. *Заморский А.Д.* Почвенный игольчатый лед. — Природа, 1949, № 10, с. 51—53.
108. *Захаров С.А.* Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 35—49.
109. *Захаров С.А.* Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 166 с.
110. *Зеленов К.К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 215 с.
111. *Зенкевич Л.А.* К вопросу о древности океана и его фауны. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 77—83.
112. *Зорькин Л.М., Войтов Г.И., Стадник Е.В.* Воды и газы зон тектонических нарушений кристаллического основания Татарского свода. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1389—1392.
113. *Иванкин П.Ф., Иншин П.В.* О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 35—46.
114. *Иванов В.В., Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Газовая зональность современных гидротерм как отражение различий в геотектоническом режиме областей их формирования. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976, с. 32—34.
115. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным/ М.Г. Валяшко, В.Е. Ветштейн, И.К. Жеребцова и др. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 120—124.
116. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа/ Г.Д. Афанасьев, Р.Н. Абуллаев, Г.П. Багдасарян и др. — В кн:: Определения абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 161—194.
117. *Казаков В.Ф., Жданов Б.П.* Новое проявление металлоносных растворов на территории Туркменской ССР. — Геохимия, 1973, № 3, с. 454—458.
118. *Кандауров А.С., Плошко В.В.* Новые данные о геологии Нижнетебердинского массива серпентинитов. — Тектоника и стратиграфия, 1980, № 19, с. 43—48.
119. *Капченко Л.Н.* О природе хлоридных глубинных рассолов. — Сов. геология, 1962, № 3, с. 96—107.
120. *Капченко Л.Н.* Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 4, с. 75—87.
121. *Карагодина Е.М.* Некоторые сведения о кратковременных мерзлотных процессах и ледяных образованиях. — В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1969, вып. 1, с. 106—113.
122. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря / Г.Ю. Бутузова, Н.А. Лисицына, Б.П. Градусов и др. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 192—195.
123. *Келлер Б.М.* Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1947, 125 с. (Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер.; Вып. 48).
124. *Кизевальтер Д.С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь: Кн. изд-во, 1960, т. 2, с. 67—116.
125. *Кириллова И.В.* О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 3, с. 17—33.
126. *Кириллова И.В.* Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, вып. 3, с. 84—95.
127. *Кобилев А.Г., Ныркова А.А., Каданер Е.И.* Туфогенные горизонты в нижнеюрских отложениях Восточного Кавказа и их корреляционное значение. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 211—216.
128. Конкретные магматические формации Северного Кавказа/Г.Д. Афанасьев, А.М. Борсук, Л.А. Кондакова и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 3—27.
129. *Кононов В.И.* Термальные рассолы Рейкьянес в рифтовой зоне Исландии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 138—151.
130. *Кононов В.И., Ткаченко Р.И.* Береговые термы и особенности их формирования. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 38—46.
131. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Геотермальная активность. — В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 7—82.
132. IV конференция по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа: Тез. докл. Ессентуки, 1974. 337 с.
133. V конференция по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа: Тез. докл. Ессентуки, 1980. Т. 1. 218 с.
134. *Коржинский Д.С.* Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. — Геология руд. месторождений, 1962. № 5, с. 3—12.
135. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
136. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 2, с. 23—44.
137. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* "Эмбриональная" континентализация океанической коры. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 48—55.
138. *Красивская И.С.* Досилурийские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977, с. 21—69.
139. *Кропоткин П.Н., Валяев Б.М.* Аномально высокие пластовые давления, их природа и значение. — В кн.: Аномально высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения. Л., 1977, с. 70—

77. (Тр. Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та; Вып. 397).
140. *Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н.* Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 86—91.
141. *Крымов Б.Ф.* Строение и литолого-стратиграфическая характеристика ааленских отложений верховьев р. Чанты-Аргун в Чечено-Ингушской АССР. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Северного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 3—19. (Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та; Вып. 14).
142. *Крымов В.П.* О некоторых особенностях структурного соотношения третичных и мезозойских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1960, № 11, с. 19—23.
143. *Кузнецов И.Г.* Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. — Пробл. сов. геологии, 1933, т. 3, № 7, с. 1—32.
144. *Кузнецов И.Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 118 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол.; Вып. 131, № 52).
145. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 7—20.
146. *Кудрявцев Н.А.* О закономерностях накопления ископаемых солей (к вопросу о парагенезисе нефти и соли). — Сов. геология, 1966, № 7, с. 17—35.
147. *Кудрявцев Н.А.* О галогенном метасоматозе. — В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев: Наук. думка, 1966, с. 144—173.
148. *Куканов В.М.* Гидроминеральные лечебные ресурсы курорта Сочи. — В кн.: Информационно-методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей. М.: Гос. НИИ курортологии и физиотерапии, 1960, вып. 1, с. 51—59.
149. *Лагунова И.А., Гемп С.Д.* Грязевой вулканизм как показатель дегазации глубоких недр. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976, с. 57—58.
150. *Лападю-Арг П.* О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 51—107.
151. *Лебедев А.П.* Юрский вулканизм в Северной Осетии. — В кн.: Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 98—114.
152. *Лебедев В.И.* Тепловой поток, метаморфизм и возможный механизм образования геосинклиналей. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1964, вып. 1, № 6, с. 31—35.
153. *Лебедев Л.М.* Основные особенности геохимии современных металлоносных гидротерм. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр.: Докл. М.: Наука, 1973, т. 2, с. 263—269.
154. *Лебедев Л.М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.
155. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с. (Тр. ГИН; Вып. 199).
156. *Леонов Ю.Г.* Тектоника нижне-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа. — Геотектоника, 1967, № 3, с. 32—48.
157. *Летников Ф.А., Гантимуров А.А.* О взаимодействии водорода с габбро и диоритом. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 965—967.
158. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
159. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансконтинентальный профиль) / Под ред. В.Н. Холодова. М.: Наука, 1979, 263 с. (Тр. ГИН; Вып. 334).
160. *Лицарев М.А., Виноградов В.И., Кулешов В.Н.* О соленосности раннедокембрийских отложений ваханской серии (Юго-Западный Памир). — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1425—1428.
161. *Логинова Г.А.* Стратиграфия верхнеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 5, с. 66—76.
162. *Ломова О.С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с. (Тр. ГИН; Вып. 336).
163. *Ломоносов И.С., Пампура В.Д.* Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 71—77.
164. *Лопатина Н.П., Рябой В.З.* Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 75—85.
165. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
166. *Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Каржавин В.К.* Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440—443.
167. *Макаренко Ф.А., Маврицкий Б.Ф.* Термальные воды СССР. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 7—15.
168. *Максимова С.В.* Биогенные силициты — показатель активизации глубинных разломов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, вып. 6, с. 152—161.
169. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
170. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа / И.И. Греков, С.М. Кропачев, С.П. Момот и др. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 77—85.
171. *Масуренков Ю.П.* Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 5, с. 45—57.
172. Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод / Под ред. Л.С. Балашова. М.: ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии, 1968. 175 с.

173. Металлоносные осадки и их генезис / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, И.О. Мурдмаа и др. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 289—379.
174. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / Под ред. В.И. Смирнова. М.: Наука, 1979. 280 с.
175. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
176. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
177. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса в орогенном этапе альпийского "цикла". — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М.: Наука, 1978, с. 5—8.
178. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
179. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
180. *Милло Ж.* Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
181. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломара Челленджера" / А.Г. Коссовская, Е.Б. Гущина, В.А. Дриц и др. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12—35.
182. *Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А.* О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 2, с. 40—43.
183. *Монин А.С.* История океанологии — это история экспедиций. — Вестн. АН СССР, 1981, № 3, с. 46—52.
184. *Моргунов Ю.Г.* К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1965, № 4, с. 55—62.
185. *Моргунов Ю.Г.* Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 108—112.
186. *Морковкина В.Ф.* Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 107, № 31, с. 14—40.
187. *Муравьев В.И.* О генезисе опок. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 4, с. 94—106.
188. *Муравьев В.И.* Об образовании трепелов. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3, с. 93—107.
189. *Мурусидзе Г.Я.* Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмическим и сейсморазведочных данным. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 170 с.
190. *Набоко С.И.* Современные фации гидротермально измененных пород. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 129—135.
191. *Набоко С.И.* Химические типы вулканических вод. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 8—14.
192. *Николаев П.Н.* Напряженное состояние и механизм деформаций земной коры Альпийской складчатой области. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 11, с. 65—78.
193. Новые данные о геологии Беденского массива серпентинитов (Северный Кавказ) / Г.Д. Афанасьев, В.М. Карпушин, В.Ф. Качурин и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 18—26.
194. Новые данные о перспективах выявления лития, рубидия, цезия высокоминерализованных водах Кривбасса / А.М. Богачик, Л.М. Башмакова, М.И. Клещев и др. — Геол. журн., 1975, № 4, с. 151—152.
195. Новые данные по геологии юрских—палеозойских отложений юго-восточных районов Чечено-Ингушетии / В.А. Станулис, В.И. Коновалов, О.П. Булгакова и др. — В кн.: Геология нефтегазоносных комплексов мезозоя Дагестана. Махачкала, 1979, с. 11—21.
196. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р. Шоудид (Абхазия) / Ш.А. Адамия, М.А. Беридзе, Г.П. Лобжанидзе и др. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3, с. 633—635.
197. *Овчинников Л.Н., Масалович А.М.* Полиморфизм воды и его роль в гидротермальном минералообразовании. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, т. 106,вып. 2, с. 179—192.
198. *Ог Э.* Геология. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 465 с.
199. *Озерова Н.А.* О дегазации ртути из глубин Земли. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 15—35.
200. *Озол А.А.* Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3, с. 60—74.
201. Осадки и осадочные породы Марианского желоба / Н.С. Скорнякова, З.Н. Горбунова, С.Б. Кругликова и др. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5, с. 18—32.
202. О стронциеносности Северного Кавказа / А.А. Байков, В.И. Седлецкий, А.В. Федулов и др. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 6, с. 1422—1423.
203. *Павлов А.П.* Новые теории геотектоники и горообразования: Доп. глава к третьему изданию "Геологии" Ога. М.; Л.: ГОНТИ, 1938, с. 466—500.
204. *Павлов Д.И., Илупин И.П.* Галит в кимберлитах Якутии, его соотношения с серпентинитом и вопрос об источнике отложивших его растворов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1406—1409.
205. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса / А.В. Пейве, Н.А. Штрейс, А.А. Моссаковский и др. — Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
206. *Панов Д.И., Шевченко В.И.* К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 1, с. 92—95.
207. *Пантелеев И.Я.* Ессентукские соляно-щелочные воды в системе Кавказских Минеральных Вод. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 282 с.
208. *Пейве А.В.* Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. — Сов. геология, 1945, № 7, с. 3—16.

209. *Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
210. *Перозио Г.Н.* О привносе вещества при эпигенезе. — В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, 1970, с. 69—73. (Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минер. сырья; Вып. 106).
211. *Петриченко О.И., Сливко Е.П., Шандецкая В.С.* Об условиях формирования девонской каменной соли Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Перспективы поисков полезных ископаемых в Днепровско-Донецкой впадине. Киев: Наук. думка, 1974, с. 110—123.
212. Петрология верхней мантии / Под ред. И.Д. Рябчикова. М.: Мир, 1968. 335 с.
213. *Петрушевский Б.А.* О принципе унаследованности развития, вертикальных движениях и проблеме горизонтальных перемещений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, вып. 1, с. 3—9.
214. *Петрушевский Б.А.* О некоторых принципиальных возражениях против идей мобилизма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, вып. 5, с. 125—138.
215. *Печерский Д.М., Назарова Е.А., Лыков А.В.* Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии. — Физика Земли, 1977, № 11, с. 85—99.
216. *Пиннекер Е.В.* Проблема формирования подземных концентрированных рассолов. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 64—67.
217. *Пиннекер Е.В.* Формирование современных гидротерм в областях вулканизма (в свете изотопных данных). — В кн.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активизации. М.: Наука, 1977, с. 38—43.
218. *Пиннекер Е.В., Ломоносов И.С.* Концентрированные рассолы Сибирской платформы и их аналоги в Азии, Европе, Африке и Америке. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, с. 30—44.
219. *Погорельский Н.С.* Углекислые воды Большого района Кавказских Минеральных Вод. Ставрополь: Кн. изд-во, 1973. 390 с.
220. Погружения в рассолы красноморских впадин / А.С. Монин, Е.А. Плахин, А.М. Подражанский и др. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 1005—1008.
221. Подземные рассолы СССР / Под ред. И.К. Зайцева. Л., 1976. 111 с. (Тр. ВНИИ геол. ин-та. Н.С.; Т. 246).
222. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Л.М. Балакина, А.В. Введенская, Н.В. Голубева и др. М.: Наука, 1972. 192 с.
223. *Порфирьев В.Б.* О природе нефти. — В кн.: Геол. сб. Львовского геол. о-ва. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961, № 7/8, с. 13—38.
224. *Потапенко Ю.Я.* Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 170 с.
225. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой / Г.Д. Афанасьев, К. Бенеш, А.К. Бойко и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11, с. 3—14.
226. *Пчелинцев А.М.* Строение и физико-механические свойства мерзлых грунтов. М.: Наука, 1964. 260 с.
227. *Пчелинцев А.М.* Основные причины и условия пучения сезонно-промерзающих грунтов. — В кн.: Борьба с пучинами на железных и автомобильных дорогах. М.: Транспорт, 1965, с. 122—130.
228. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с. (Тр. ГИН; Вып. 303).
229. *Распопов М.П.* Природные рассолы Прикаспийской впадины. — В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. М.: Госгеолиздат, 1961, с. 77—108. (Тр. ВНИИ геол. ин-та, Н.С.; Т. 61).
230. Рассолы впадины Орка. — Природа, 1978, № 8, с. 144—145.
231. *Растворова В.А.* Формирование рельефа гор. М.: Наука, 1973. 144 с.
232. *Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
233. *Резанов И.А., Шевченко В.И.* Развитие осевой части Большого Кавказа на альпийском этапе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 6, с. 3—14.
234. *Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. М.; Л.: Госгеолиздат, 1932. 79 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния; Вып. 148).
235. *Розанов Л.Н.* Значение эндогенного фактора в образовании некоторых осадочных пород и их вторичной минерализации. — В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975, с. 135—142.
236. *Розин А.А.* Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
237. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
238. *Рубинштейн М.М.* Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. — В кн.: Тр. пятой сес. комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 27—43.
239. *Русинов В.Я.* 51-й рейс "Гломара Челленджера". — Природа, 1978, № 3, с. 135—137.
240. *Рябой В.З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
241. *Самарина В.С.* К проблеме формирования химического состава природных вод. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1977, вып. 3, № 18, с. 63—70.
242. *Самарцев И.Т., Овсянникова И.И., Ишина В.М.* О гипс-ангидритовой минерализации на глубоких горизонтах некоторых золоторудных месторождений Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1215—1217.
243. *Самохин А.А.* Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 242—252.
244. *Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С.* О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 8—21.

245. Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана / Н.С. Скорнякова, В.Б. Курносов, В.Н. Свальнов и др. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 29—45.
246. *Сережников А.И.* Геологические и геохимические данные о глубинах формирования Паужетских гидротерм (Южная Камчатка). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1185—1188.
247. *Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко С.А.* Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 705—708.
248. *Ситтер Л.У.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
249. *Скорнякова Н.С., Базилевская Е.С.* Пиролюзитовые конкреции Марианского желоба. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 3, с. 701—703.
250. *Скорнякова Н.С., Курносов В.Б., Шевченко А.Я.* Сапонит и вермикулит в осадочных породах Восточно-Индийского хребта. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 1, с. 185—188.
251. Скоростные аномалии Верхней Мантии Кавказа/ Л.П. Винник, А.А. Годзиковская, Е.И. Патарая и др. — Физика Земли, 1978, № 7, с. 22—31.
252. *Слосс Л.Л.* Отложение эвапоритов из расслоенных растворов. — В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 73—97.
253. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1976. 688 с.
254. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 59—73.
255. *Соболев В.С.* Роль высоких давлений при метаморфизме. — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1980, с. 36—45.
256. *Соболев Н.Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1952. 239 с.
257. *Созанский В.И.* Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наук. думка, 1973. 199 с.
258. *Соколовский Л.Г., Седлецкий В.И.* Геохимические особенности и происхождение высокоминерализованных рассолов юга Средней Азии. — Сов. геология, 1970, № 7, с. 101—112.
259. Соленые воды и рассолы Балтийского щита / А.И. Коротков, Е.Л. Грейсер, В.С. Саванин и др. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 951—954.
260. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.* Строение и некоторые вопросы эволюции земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. — В кн.: Тектоника: Геология альпид "тетисного" происхождения. М. Наука, 1980, с. 86—89.
261. *Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
262. *Сорский А.А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 303—317.
263. *Станкевич Е.Ф.* О гипотезе подземного испарения. — Сов. геология, 1968, № 5, с. 90—96.
264. *Станулис В.А.* Литология, условия залегания и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Кабардино-Балкарии. — Геология нефти и газа, 1963, № 9, с. 18—23.
265. *Столяров Ю.М.* О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 939—942.
266. *Страхов Н.М.* Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 5, с. 3—21.
267. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
268. *Студеникова З.В., Кнорре К.Г* О возрасте гранитов Северного Кавказа. — Геохимия, 1957, № 7, с. 573—579.
269. *Талалаев В.Д., Меркулов Н.Е., Меркулов А.В.* О разведке на нефть и газ в Чечено-Ингушской АССР. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 10, с. 10—13.
270. *Тебер С.* Промерзание и оттаивание грунтов как фактор разрушения дорожных одежд. — В кн.: Пучины на автогужевых дорогах и борьба с ними. Л.: Трансжелдориздат, 1936, с. 58—83.
271. Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р. Ацгара (Абхазия) /О.З. Дудаури, Д.Н. Кецховели, М.Г. Тогонидзе и др. — Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 71, № 1, с. 145—148.
272. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма (по геохимическим данным). М.: Наука, 1979. 135 с.
273. *Уайт Д.Е., Андерсон Е.Т., Груббс Д.Е.* О вероятном рудообразующие магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытой глубокой скважиной в Южной Калифорнии. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 167—172.
274. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа/И.И. Греков, А.Л. Лунев, Г.А. Михеев и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 35—52.
275. *Файтельсон А.Ш.* Архимедово равновесие земной коры. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 44—49.
276. *Ферсман А.Е.* Занимательная минералогия. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 238 с.
277. Флюидный режим земной коры и верхней мантии / А.Ф. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев и др. М.: Наука, 1977. 216 с.
278. Флюидный режим метаморфизма / А.Ф. Летников, В.А. Глебовицкий, И.С. Седова и др. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
279. *Фоменко К.Е.* К вопросу об образовании соляных куполов Прикаспийской впадины. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, вып. 3, с. 24—31.
280. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.
281 *Хаимов-Мальков В.Я.* К вопросу экспериментального определения величины кристаллизационного давления. — В кн.: Рост кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 17—25.
282. *Хаин Е.В.* Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа). — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 655—658.

283. *Хаин Е.В.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
284. *Харин Г.С.* О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океане. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1040—1056.
285. *Хворова И.В.* Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 5—16.
286. *Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 9—136. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 195).
287. *Хворова И.В., Градусов Б.П. Ильинская М.Н.* Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 130—143.
288. Химический состав железомарганцевых конкреций из металлоносных и обычных палагических осадков юго-восточной части Тихого океана/Ю.П. Гирин, В.В. Гордеев, Е.Г. Гурвич и др. — Геохимия, 1979, № 1, с. 90—107.
289. *Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б.* Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — Геохимия, 1972, № 4, с. 428—436.
290. *Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
291. *Хотин М.Ю.* Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых формаций. — Литология и полезн. ископаемые, 1979, № 3, с. 100—122.
292. *Чечелашвили И.Д.* Характер вторичного кварца в карбонатном флише Верхней Рачи. — Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, № 1, с. 109—112.
293. *Чихрадзе Г.А.* О кистинской свите бассейна р. Терек. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 80, № 2, с. 385—387.
294. *Чихрадзе Г.А.* О хлоритоидных породах Центрального Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 133—141 (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 59).
295. *Чихрадзе Г.А.* Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
296. *Чичинадзе Г.Л.* Новые данные о геологическом строении доальпийского фундамента левобережья р. Ацгара (Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 76, № 1, с. 113—116.
297. *Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяных месторождений Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). — В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т.1, с. 115—331.
298. *Шатский Н.С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—22.
299. *Шевченко В.И.* Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 42—77.
300. *Шевченко В.И.* История развития и механизм формирования тектонических дислокаций на территории Осетии (Центральный Кавказ). М.: Рукопись деп. в ВИНИТИ. 1968. 372 с. 391—68 — Деп.
301. *Шевченко В.И.* Соотношение структуры древних и юрских толщ Центрального Кавказа на примере Зылгинского массива. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 70—78.
302. *Шевченко В.И.* К вопросу о каледонском этапе развития Кавказа. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1, с. 172—174.
303. *Шевченко В.И.* Герцинская структура восточной части Главного хребта Центрального Кавказа и роль гранитов в ее формировании. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 90—100.
304. *Шевченко В.И.* Новые данные о строении Клычской антиклинали на Центральном Кавказе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 10, с. 172—174.
305. *Шевченко В.И.* Стратиграфия и возраст метаморфических толщ фундамента Центрального Кавказа. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 425—428.
306. *Шевченко В.И.* О возрасте фундамента Средиземноморского складчатого пояса в Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 691—692.
307. *Шевченко В.И.* Байкальский магматизм Крыма—Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 4, с. 44—47.
308. *Шевченко В.И., Мирчинк И.М.* Штавлерский покров на территории Верхней Сванетии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2, с. 439—442.
309. *Шевченко В.И., Резанов И.А.* Альпийский этап развития Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 6, с. 11—19; № 7, с. 16—26.
310. *Шевченко В.И., Резанов И.А.* Соотношение герцинского и альпийского этапов развития Крыма—Кавказа—Копетдага. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 109—121.
311. *Шейнманн Ю.М.* Еще раз о мобилизме. — Геотектоника, 1966, № 2, с. 110—121.
312. *Шейнманн Ю.М.* К проблеме генерации магмы. — Сов. геология, 1969, № 2, с. 10—26.
313. *Шенгелиа Д.М.* Петрология Дарьяльского массива. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 104 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 4).
314. *Шефталь Н.Н.* К вопросу о реальном кристаллообразования. — В кн.: Рост кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, т. 1, с. 5—31.
315. *Широкова Е.И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и прилегающих районов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1297—1306.
316. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
317. *Шолпо В.Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 168 с.
318. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
319. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

320. *Щербаков А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
321. *Щукин Ю.К.* Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 125—133.
322. Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков/Под ред. М.П. Воларовича. М.: Наука, 1979. 222 с.
323. *Эмери К., Хант Д., Хейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 7—25.
324. *Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — Геология и геофизика, 1961, № 1, с. 3—15.
325. *Яншин А.Л.* Вулканизм и осадочное рудообразование. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 4, с. 112—127.
326. *Яншин А.Л.* Как же образуются залежи солей? — Природа, 1978, № 7, с. 35—42.
327. *Ярошевский А.А.* Динамическая модель геохимического цикла. — В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. — М.: Наука, 1979, с. 15—34.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

Часть 1

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА . . . 7

Основные элементы байкальской тектонической структуры Центрального Кавказа 8
Основные элементы герцинской тектонической структуры Центрального Кавказа 23
Основные элементы альпийской тектонической структуры Большого Кавказа 42
Основные этапы тектонического развития 85

Часть 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА . . 91

Механизм формирования тектонических дислокаций 91
О возможной роли наложенных процессов в формировании осадочных пород 112
Привнос вещества в слоистую оболочку и его механические последствия 133

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 144

ABSTRACT 147

ЛИТЕРАТУРА 148

CONTENTS

INTRODUCTION 5

Chapter I

PRINCIPAL TECTONIC ELEMENTS OF GREATER CAUCASUS 7

Principal elements of the Baikalian tectonic structure of Central Caucasus 8
Principal elements of the Hercynian tectonic structure of Central Caucasus 23
Principal elements of the Alpine tectonic structure of Greater Caucasus 42
Principal stages of the tectonic evolution 85

Chapter 2

ORIGIN OF THE TECTONIC DISLOCATIONS OF GREATER CAUCASUS 91

Generation mechanism of tectonic dislocations 91
On a possible contribution of superimposed processes in the formation of sediments 112
Transfer of material into the layered mantle and its mechanical consequences 133

CONCLUSION 144

ABSTRACT 147

REFERENCES 148

Владимир Иванович Шевченко

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУР ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ
(на примере Большого Кавказа)

Утверждено к печати
Междуведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме АН СССР

Редактор *В.В. Токарев*
Редактор издательства *М.А. Яценко*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27999

Подписано к печати 09.07.84. Т—14608
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,0 + 3,3 вкл. Усл.кр.-отт. 16,5. Уч.изд.л. 19,3
Тираж 700 экз. Тип. зак. 1738
Цена 3руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4224

3 руб.