

В. Н. ШОЛПО

---

АЛЬПИЙСКАЯ  
ГЕОДИНАМИКА  
БОЛЬШОГО  
КАВКАЗА



В. Н. ШОЛПО

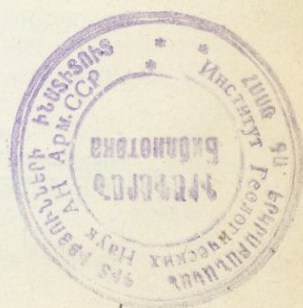
---

---

АЛЬПИЙСКАЯ  
ГЕОДИНАМИКА  
БОЛЬШОГО  
КАВКАЗА



МОСКВА  
НЕДРА 1978



---

**Шолпо В. Н.** Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., «Недра», 1978, 176 с.

В книге рассматриваются современная геологическая структура Большого Кавказа и процесс ее формирования в альпийском геотектоническом цикле. С помощью количественной оценки режима вертикальных колебательных движений земной коры по объективным критериям в альпийском цикле развития выделяются стадии или этапы. На основании регионального анализа типов складчатости и количественной оценки деформаций осадочных толщ установлено, что формирование существующей структуры в основном происходит за счет процесса глубинного диапиризма или адвекции. Сопоставление стадий тектогенеза с эволюцией магматических формаций приводит к выводу о том, что в то время как на ранних стадиях геосинклинального развития существует четкая продольная геотектоническая зональность Большого Кавказа и соответствующая ей специализация магматизма, на заключительной, орогенной, стадии происходит гомогенизация всех зон по составу магматических формаций и одновременное углубление источников магматического материала. Анализируются эволюция магматизма и глубинное строение земной коры и верхней мантии по геофизическим данным, что дает возможность считать адвективные перемещения материала в объеме всей тектоносферы Земли основным процессом, формирующим структуру Большого Кавказа.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, а также на студентов геологических вузов.

Табл. 4, ил. 46 (в том числе 3 вкладки), список лит. — 219 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

Первоочередной задачей современной геотектоники является создание единой теории эндогенных процессов, учитывающей всю совокупность тектонических явлений, проявляющихся на поверхности, а также данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Прежде всего для этого должна быть разработана типизация различных тектонических областей или зон разных эндогенных режимов. Это сразу же ставит нас перед необходимостью найти какие-то параметры, характеризующие разные стороны различных эндогенных процессов и позволяющие сравнивать их между собой. Такие параметры должны давать оценку тектонических движений, деформаций пород и магматических проявлений. Необходимо, чтобы эти параметры имели количественное или полуколичественное выражение и их получение было основано на методах, непосредственно использующих фактические данные и привлекающих минимальное число гипотез и интерпретаций исходного материала. Только это позволит провести корреляцию различных геологических явлений на современном уровне и сделает ее свободной от субъективных оценок и склонностей исследователей к тем или иным концепциям.

Задача предлагаемой вниманию читателей книги — показать на примере Большого Кавказа, как может быть с помощью количественных параметров проанализирована история развития и структура альпийской геосинклинальной области, и дать, привлекая данные о глубинном строении, наиболее вероятную геодинамическую модель, где связывались бы воедино процессы перемещения вещества, сопровождающие геосинклинальное развитие, и были бы найдены причины, порождающие эти движения.

Кавказ — традиционная область тектонических исследований для геологов русской и советской школы, поскольку это, в сущности, единственная полно развитая складчатая зона альпийского цикла, целиком расположенная в пределах нашей страны. Положение Кавказа в общей структуре Средиземноморского альпийского подвижного пояса, основные этапы его развития и особенности современной структуры позволяют считать его достаточно характерным объектом, отражающим типичные черты альпийских геосинклинальных структур. В этом смысле Кавказ можно назвать тектонотипом. Здесь есть возможность проследить главные этапы геосинклинального процесса, установить взаимосвязь различных явлений, сопровождающих развитие подвижных поясов. Выявленные при этом закономерности, надо надеяться, будут иметь не только местное региональное значение, но и явятся отражением некоторых черт общего процесса тектогенеза.

Геологические исследования на Кавказе начались более ста лет назад, и полный список работ, посвященных хотя бы только тектонике этой области, включает несколько сотен названий. Подробное рассмотрение эволюции взглядов на тектонику Кавказа и изложение основных

выводов важнейших исследований содержится в ряде опубликованных работ (Кириллова и др., 1960; Милановский и Хаин, 1963). Поэтому мы остановимся только на основных рубежах в тектоническом изучении Кавказа, которые отмечены появлением обобщающих работ.

Первым таким рубежом является конец 20-х годов, когда появилась серия работ геологов Геолкома, и прежде всего В. П. Ренгартена (1926, 1930), где были подведены итоги имевшихся к тому времени фактических данных по геологии Кавказа, а В. П. Ренгартеном дана первая схема тектонического районирования.

Следующим крупным рубежом в исследовании тектоники и истории геологического развития Кавказа стала монография В. В. Белоусова «Большой Кавказ» (1938—1940), в которой впервые была применена новая для того времени методика — анализ фаций и мощностей отложений. На основании анализа вертикальных движений с помощью этой методики им были установлены основные этапы развития геосинклинали Большого Кавказа и выявлено наличие инверсии геотектонического режима.

В первые послевоенные годы были возобновлены геологические исследования Кавказа и геологическая съемка. В результате появился целый ряд обобщающих работ (Хаин, 1948, 1949, 1951; Хаин и Леонтьев, 1950), посвященных главным образом истории геологического развития Кавказа в мезо-кайнозое. В. Е. Хаину и Л. Н. Леонтьеву удалось более полно, чем это было возможно раньше, осветить ранние стадии развития Кавказской геосинклинали — с начала юры. Ими же была подвергнута сомнению закономерность инверсии геотектонического режима, установленная В. В. Белоусовым, и выдвинута идея унаследованности развития геосинклинали Большого Кавказа.

В конце 50-х — начале 60-х годов вышли в свет две монографии «Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа» (1960), где мезозойская история развития была рассмотрена А. А. Сорским и И. В. Кирилловой, и «Геологическое строение Кавказа» Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963). Эти монографии явились следующим важным рубежом в исследовании Кавказа. А. А. Сорский на основании анализа вертикальных движений методом фаций и мощностей установил три этапа развития Кавказской геосинклинали в альпийском цикле, причем он убедительно доказал, что переход от первого этапа ко второму связан с инверсией геотектонического режима. И. В. Кирилловой и А. А. Сорским была составлена тектоническая карта Кавказа, где впервые использован исторический принцип районирования и в основу взяты динамические характеристики режима вертикальных движений. Кроме того, ими впервые дана подробная характеристика типов складчатости Кавказа и составлена карта морфологических типов складчатости, хотя специальные вопросы происхождения складчатости и условия образования тектонических деформаций не рассматриваются. Работа И. В. Кирилловой и А. А. Сорского, так же как и монография Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, не потеряли своего значения до сих пор.

Разумеется, за прошедшие годы накопился большой новый фактический материал по геологии Кавказа, и естественно, он требует внесения корректив в прежние построения. Однако это касается главным образом структурных данных — сейчас мы знаем более детально строение осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа, более конкретно и с большей детальностью можем выделить различные типы складок в целом ряде структурно-исторических зон. Что же касается истории геоло-

логического развития Большого Кавказа в альпийском цикле, то здесь все поправки не имеют принципиального характера, новые данные не меняют установленную ранее направленность процесса развития, не нарушают предложенного разделения альпийского цикла на этапы или стадии, и основная характеристика этих стадий остается той же. И все же, очевидно, вновь возникла необходимость обратиться к анализу как структуры, так и истории геологического развития Кавказа в целом, и отдельно Большого Кавказа, в первую очередь.

О том, что интерес к различным проблемам геологии Большого Кавказа, и в особенности к его геотектоническому развитию, продолжает оставаться в центре внимания геологов, свидетельствует появление в последние годы целого ряда обобщающих работ, рассматривающих разные стороны геологического строения и тектоники этой области. К ним относится серия статей И. А. Резанова и В. И. Шевченко (1970, 1973, 1976), в которых сделана попытка дать геологическую интерпретацию данных о глубинном строении Большого Кавказа. Кроме того вышли в свет монография под редакцией Г. Д. Аджирея «Геология Большого Кавказа» (1976), а также работа В. Б. Черницына «Металлогения Большого Кавказа» (1977). Большой Кавказ так или иначе попадает в поле зрения и участвует в палеотектонических реконструкциях в тех случаях, когда рассматривается в более общем виде развития Альпийского пояса юга Европы с позиций мобилизма или «новой глобальной тектоники» (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Хаин, 1975; Адамия и др., 1976; Dewey, 1973). Все это показывает, что проблемы развития Большого Кавказа продолжают оставаться достаточно актуальными и, более того, служат в известной мере пробным камнем для разных, нередко противоположных геотектонических концепций.

Новый фактический материал позволяет несколько по-иному взглянуть на развитие и процесс формирования современной структуры мегантиклинория Большого Кавказа. Это крупная единая тектоническая структура, образовавшаяся в результате направленного развития земной коры в альпийском цикле. Однако вместе с тем это чрезвычайно гетерогенное складчато-глыбовое сооружение, в строении которого принимают участие разные по своей истории и внутренней структуре блоки земной коры. В связи с этим несколько иной смысл приобретают вопросы инверсии и унаследованности развития, новообразования или перестройки тектонического плана и устойчивости, стабильности режима движений. Детальное изучение морфологии складчатости и внутренней структуры деформированных толщ дает возможность полнее осветить кинематику процесса формирования складчатости и связать его с развитием вертикальных колебательных движений. Тогда складчатость — это, в сущности, поверхностное явление, охватывающее только верхние осадочные комплексы земной коры, — приобретает значение индикатора, отражающего процессы в глубоких слоях коры, а может быть, и в верхней мантии. Инверсия геотектонического режима при этом перестает быть просто явлением, которое мы можем фиксировать и описать его проявление на поверхности, а становится закономерным глубинным процессом эволюции земной коры, связанным с преобразованием вещества в ней.

Сопоставление данных о поверхностном строении и развитии Кавказа с глубинным строением земной коры как самого Кавказа, так и окружающих его территорий позволяет предложить более обоснованную и детальную, чем это было возможно раньше, модель глубинных процессов, приводящих к формированию складчатой области кавказ-

ского типа. При этом необходимо максимально использовать все данные о магматизме, по-разному проявлявшемся в разных тектонических зонах Большого Кавказа и испытывавшем определенную направленную эволюцию в течение альпийского цикла. Поскольку поверхностные магматические явления служат показателем состава и состояния вещества в глубоких частях коры, а также являются признаком глубинности активных эндогенных процессов, анализ взаимосвязи тектонических и магматических процессов открывает большие возможности в изучении основных закономерностей развития подвижных зон. В этом смысле на современном этапе исследований не стоит говорить просто о тектоническом цикле развития, а следует рассматривать тектоно-магматический цикл эволюции земной коры в целом. Большой Кавказ, как известно, является для этих целей чрезвычайно подходящим, «выгодным» объектом (Белоусов, 1966; Сорский, 1966).

На материале Кавказа, и главным образом Большого Кавказа, разработаны некоторые методы количественной оценки тектонических явлений: вертикальных движений (Шолпо, 1969, 1972), интенсивности деформаций (Вихерт, 1972, 1975). Получены также данные, позволяющие подробно охарактеризовать эволюцию магматических процессов (Борсук, 1974, 1976, 1977).

Основное внимание в настоящей работе будет уделено количественным оценкам явлений, методам сопоставления различных сторон тектонического процесса, а не изложению фактического материала по геологии Кавказа. Детальный фактический материал будет привлекаться только в тех случаях, когда он достаточно новый и не был опубликован ранее, или когда он необходим для понимания существа и принципов количественных методов. В итоге мы надеемся получить обобщенную картину геодинамического процесса, сформировавшего современную структуру Большого Кавказа.

Предлагаемая работа основана на многолетних полевых исследованиях автора, проводимых им в разных районах Большого Кавказа, и на обобщении литературного материала. Автор пользовался постоянными консультациями члена-корреспондента АН СССР В. В. Белоусова, советы и критика которого стимулировали появление этой работы. В процессе написания книги автор неоднократно обсуждал многие вопросы, затронутые в работе, с Б. А. Борисовым, Г. И. Рейснером, И. В. Кирилловой, М. Л. Соминым, А. В. Горячевым, Е. А. Рогожиным, а также с А. М. Борсуком, В. Е. Хаиным, творческие дискуссии с которыми были очень полезны. Отдельные разделы монографии были просмотрены И. В. Кирилловой, А. М. Борсуком и В. Н. Москаленко, от которых автор получил ценные замечания. Большой труд по чтению всей рукописи взял на себя Ю. Г. Леонов, чья доброжелательная критика способствовала улучшению книги. В подготовке рукописи автору большую помощь оказала Г. Н. Квятковская; значительная часть измерений и расчетов, составивших основу приведенных в книге таблиц, сделана Л. С. Павловой, графические работы выполнены В. А. Дятловой и Н. А. Смирновой. Всем перечисленным лицам автор приносит свою искреннюю благодарность.

## ПОЛОЖЕНИЕ В СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ АЛЬПИЙСКОМ ПОЯСЕ

Кавказ, как известно, расположен между впадинами Черного и Каспийского морей и занимает, таким образом, северную окраину восточной половины Средиземноморского альпийского пояса, протягивающегося широтно на юге Европы. Если до последнего времени Кавказ резко отличался меньшей геологической изученностью от соседних, более южных участков альпийского пояса, то теперь появилось большое количество работ, посвященных геологии Турции и Ирана (Кетин, 1966; Штёклин, 1966; Эрентоз, 1967; Милановский, Хаин, 1968; Хаин, 1968—1970, 1972; Муратов, 1969; Милановский, Короновский, 1973; Леонов, 1971; Леонов и др., 1974; Ilhan, 1967, 1974; Stöcklin, 1968, 1974; Falcon, 1974; Stoneley, 1974), а также ряд обобщений, касающихся тектоники Средиземноморского пояса в целом, истории геологического развития на разных этапах фанерозоя, и в особенности альпийского цикла (Архипов, Муратов, Постельников, 1964; Леонов, Логинова, Панов, 1974; Милановский, 1970; Хаин, 1970; Пейве, 1969; Книппер, 1975; Dewey, 1973; Klemme, 1958), опубликованы геологические и тектонические карты разных частей этого региона. Несмотря на противоречивость взглядов на причины и движущие силы процессов тектогенеза, полученные в последнее время новые фактические данные позволяют достаточно полно представить себе структуру и развитие этой области.

На участке, где расположен Кавказ, подвижный пояс резко сужается, расстояние между обрамляющими его платформами здесь вдвое меньше (500 км), чем восточнее, в Иране, и западнее — в Анатолии (рис. 1). Это объясняется существованием здесь крупного поперечного поднятия, пересекающего в субмеридиональном направлении не только альпийский подвижный пояс, но и соседние с ним платформы. Транскавказское поперечное поднятие, как принято называть эту структуру в литературе (Шатский, 1948; Кириллова и др., 1960; Сорский, 1966; Кашкай, Тамразян, 1967; Милановский, 1972), относится к крупнейшим линеаментам земной коры, имеет древнее заложение и, как будет показано дальше, оказало существенное влияние на развитие структур Средиземноморского альпийского пояса в течение альпийского цикла.

В сложной гетерогенной структуре кавказского участка Средиземноморского пояса могут быть выделены четыре основных типа крупных структур первого порядка:

1) инверсионные или обращенные мегантиклинории с мощным комплексом мезо-кайнозойских осадков, образующим интенсивную складчатость разных типов;

2) приподнятые массивы доальпийского фундамента, разбитые на блоки продольными и поперечными разрывами, с локально развитым маломощным чехлом мезо-кайнозойских осадков, где отмечается складчатость промежуточного типа;

3) зоны глубинных разломов, для которых характерны многочисленные разрывы разного типа и широкое развитие чешуйчатых структур, надвигов и покровов;

4) передовые и межгорные прогибы, а также наложенные впадины с недеформированным комплексом молодых осадков или со складками прерывистого типа.

Как видно на рис. 1, обращенные мегантиклинории, в пределах которых, и только в них, развита типичная геосинклинальная складчатость, располагаются по краям подвижного пояса, в то время как внут-

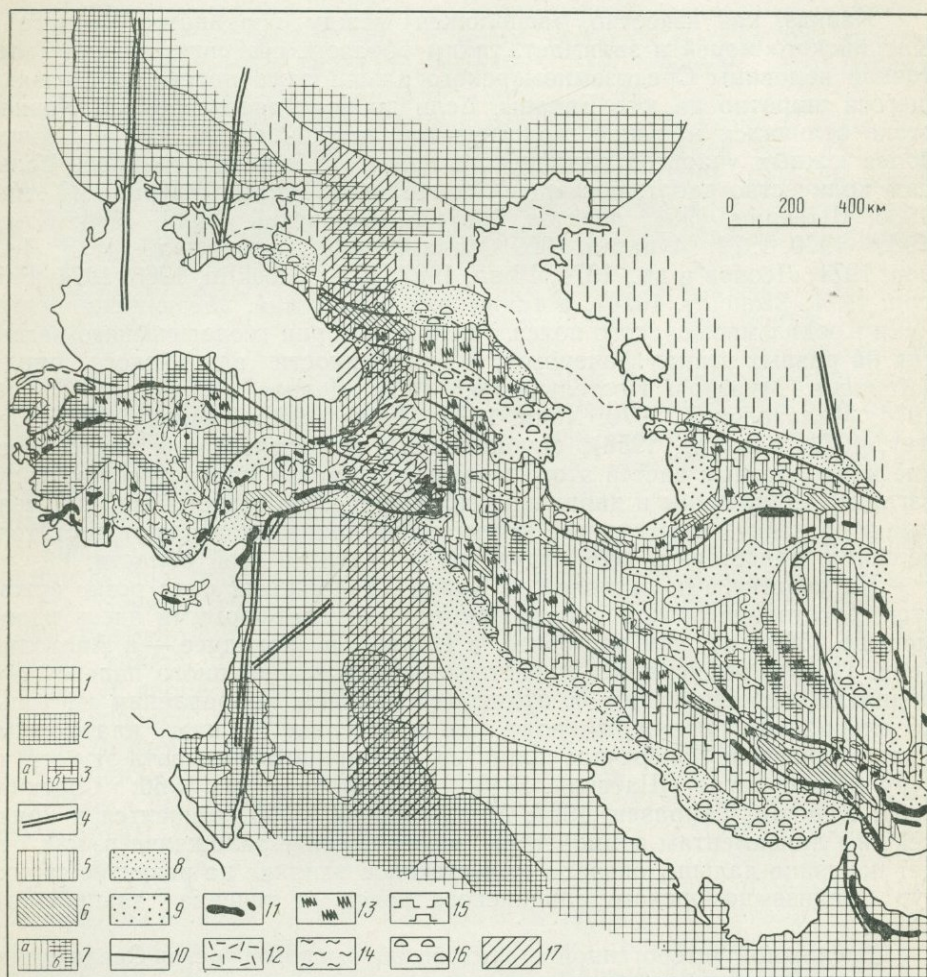


Рис. 1. Схематическая карта структур восточной части Средиземноморского альпийского складчатого пояса. Составили В. В. Белоусов и В. Н. Шоллю (1976 г.)

1 — докембрийские платформы (Восточно-Европейская и Аравийская), 2 — приподнятые участки внутри них, 3 — элигерцинская (Скифская) платформа: а — относительно опущенная часть, б — относительно приподнятая часть; 4 — главные поперечные глубинные разломы; 5—12 — альпийский пояс: 5 — инверсионные антиклинории, 6 — выступы доальпийского основания внутри антиклинориев, 7 — доальпийские срединные и краевые массивы (а — погруженные, б — приподнятые), 8 — передовые прогибы, 9 — межгорные прогибы и наложенные впадины, 10 — крупнейшие глубинные разломы, 11 — выходы офиолитов, 12 — кайнозойские эффузивы; 13—16 — типы деформаций: 13 — изоэвклинная, килевидная складчатость (полная), 14 — шарьяжи и чешуйчатые структуры, 15 — коробчатая складчатость (промежуточная), 16 — брахискладки и гребневидная складчатость (прерывистая); 17 — крупные поперечные поднятия

ренние его части заняты относительно жесткими блоками массивов фундамента. Большая часть крупнейших по протяженности зон глубинных разломов, сопровождающихся выходами пород офиолитовой формации, имеет субширотное, продольное по отношению к подвижному поясу, простирание и тоже концентрируется во внутренней или, во всяком случае, в южной части альпийского пояса. При общем совпадении простирания зон глубинных разломов и основных структур, сформировавшихся на альпийском цикле, виден наложенный характер глубинных швов. Хотя в основном они разделяют блоки земной коры разной структуры, по-разному развивавшиеся в альпийском цикле, но в целом общий рисунок зон глубинных разломов этого региона создает впечатлительные растрескавшейся жесткой плиты. Наложенный характер молодых впадин и внутренних межгорных прогибов не вызывает сомнений. Передовые прогибы, резко обрамляющие подвижный пояс с севера и с юга, по-разному выражены на поверхности: местами совсем исчезают (в полосе Транскавказского поперечного поднятия), и тогда приподнятые структуры подвижного пояса непосредственно контактируют с соседними платформами, обычно они наложены на соседние участки платформ.

Большой Кавказ, как известно, относится к обращенным мегантиклинориям и по своим размерам является одной из самых крупных структур на этом участке Средиземноморского пояса (большую протяженность имеет только мегантиклинорий Загроса). Здесь находят свое яркое выражение и полное развитие главные особенности, присущие этому типу структур: интенсивная складчатость, сочетание складчатого и блокового строения, характерные магматические формации. На севере Большой Кавказ граничит с молодой эпигерцинской Скифской платформой и отделяется от нее широким передовым Предкавказским прогибом. На юге Большой Кавказ отделяется от внутренней части подвижного пояса, представленной здесь структурами Малого Кавказа, продольной Курино-Рионской депрессией, являющейся межгорным внутренним прогибом. Таким образом, Большой Кавказ оказывается обособленной и вполне завершенной единой структурой, формирование которой, естественно, связано со всей историей подвижного пояса в целом.

## БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ И СКЛАДЧАТОСТЬ

Наиболее полная сводка о современной структуре всего Кавказского региона содержится в книге Е. Е. Милановского и В. Е. Ханна (1963), которая послужила основой при рассмотрении структур Кавказа в данном разделе. Кроме того, по ряду областей используются данные, полученные Кавказской экспедицией ИФЗ АН СССР (Белоусов, 1962; Сорский, 1962а, 1964; Сорский, Шолпо, 1962; Шолпо, 1964, 1973), а также другими исследователями, в частности П. Д. Гамкрелидзе (1964) по Западной Грузии.

Рассмотрим структуру мегантиклинория Большого Кавказа, а затем обратимся к строению сопредельных с ним прогибов — Предкавказского и Закавказского, тесно связанных с ним в развитии (рис. 2).

**Мегантиклинорий Большого Кавказа** протягивается на 1200—1300 км от Апшеронского полуострова на востоке до Тамани на западе; ширина его изменяется от 40—50 до 150 км. В сложной гетерогенной складчато-глыбовой структуре мегантиклинория может быть выделен ряд продольных структурных зон, отличающихся по составу отложений и типу деформаций. Кроме того, по простиранию мегантиклинорий

делится на крупные, разные по протяженности блоки или сегменты, как их иногда называют, внутри которых могут быть выделены блоки более высоких порядков. Структура мегантиклинория в продольном направлении изменяется очень сильно, и в разных поперечных сечениях меняется сочетание и характер продольных структурных зон, поэтому удобнее рассматривать строение Большого Кавказа по крупным поперечным блокам.

На меридиане горы Казбек, где мегантиклинорий резко сужается (до 60—70 км), Большой Кавказ делится на две половины. В обеих частях вблизи погружений мегантиклинория поперечными флексурами резко отделяются собственно периклинальные участки на северо-западе и юго-востоке — это Северо-Западный и Юго-Восточный Кавказ. Для оставшихся больших средних частей чаще всего употребляются названия Восточный Кавказ и Центральный Кавказ. Таким образом, выделенные четыре блока первого порядка оказываются попарно сопоставимыми по размерам и, как мы увидим дальше, по строению: Центральный с Восточным, Северо-Западный с Юго-Восточным.

Центральный Кавказ имеет протяженность по простиранию 300—320 км, поперечный размер в самой широкой части 120—130 км,

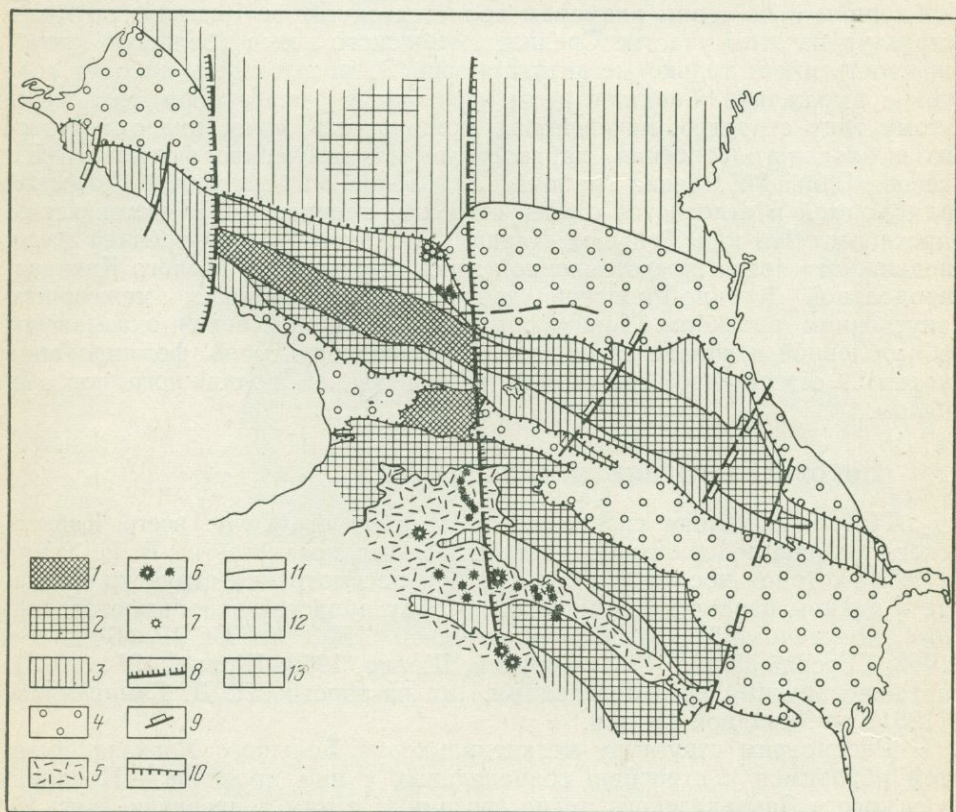


Рис. 2. Схематическая карта современной структуры Кавказа

1—7 — область альпийской складчатости (1 — поднятия доальпийского фундамента, 2 — относительно приподнятые участки, 3 — относительно опущенные участки, 4 — передовые и межгорные прогибы, 5 — молодые вулканические излияния, 6 — вулканы и центры излияний, 7 — лакколиты); 8—9 — поперечные флексуры (8 — I порядка, 9 — II порядка); 10—11 — границы (10 — основных поднятий и прогибов внутри складчатой области, 11 — структурных блоков); 12 — эпигерцинская платформа; 13 — приподнятые участки внутри нее

характеризуется отчетливо выраженным антиклинорным строением. В осевой его части, в зоне поднятия Главного хребта, выходят на поверхность древние доальпийские (нижне- и среднепалеозойские) породы, сильно метаморфизованные, прорванные интрузиями разного возраста (рис. 3). Внутреннее строение этого древнего ядра мегантиклинория чрезвычайно сложно и до сих пор не изучено достаточно детально. Однако известно, что комплекс метаморфических пород палеозоя в современной структуре делится продольными и поперечными разломами на ряд более мелких блоков или глыб. При этом продольные разломы, очевидно, имеют более значительные размеры и, возможно, более древний возраст, чем поперечные, поскольку в развившихся вдоль них узких шовных депрессиях сохранились фрагменты юрских отложений.

Важно отметить, что продольные ограничения выхода древних метаморфических пород в ядре мегантиклинория выражены в структуре крупными разломами (см. рис. 3). На севере это Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, представляющая весьма сложную систему крупных разломов, между которыми толщи среднего и верхнего палеозоя, а иногда и юры, оказываются интенсивно смятыми. Вдоль шовной зоны отмечаются многочисленные магматические проявления разного возраста и состава. Ширина Пшекиш-Тырныаузской зоны изменяется от 5—10 км на западе до 2—3 км на востоке. Очевидно, это зона крупного длительно развивающегося разлома, имеющего корни в глубоких частях земной коры.

С юга древнее кристаллическое ядро Центрального Кавказа ограничено так называемым Главным Кавказским надвигом, который также представляет собой сложную систему преимущественно крутых разломов, лишь в отдельных местах приобретающих надвиговой характер (Штавлерский надвиг или даже покров в Сванетии, на меридиане Эльбруса) (Шевченко, Мирчинк, 1968). Этот шов также отчетливо выражен и в структуре и в рельефе. Таким образом, в целом ядро мегантиклинория представляет собой горст, высоко приподнятый над соседними зонами, образующими крылья мегантиклинория.

Располагающаяся севернее Лабино-Малкинская зона имеет двухъярусное строение: нижний ярус сложен интенсивно де-

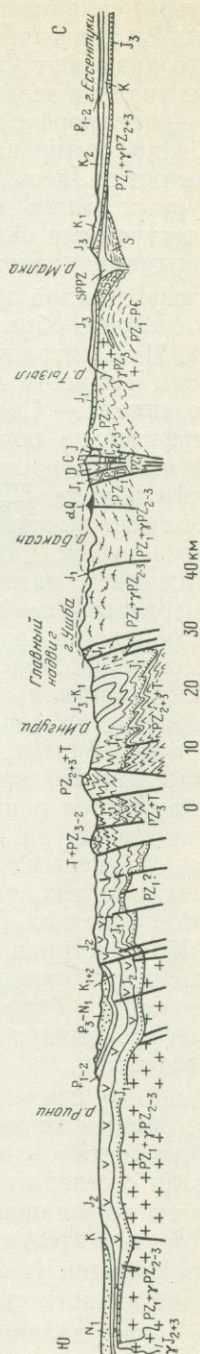


Рис. 3. Профиль через Центральный Кавказ. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Ханну (1963 г.) с дополнениями и изменениями

формированными толщами ранне- и среднепалеозойского возраста, а наиболее прогнутые части — отложениями верхнего палеозоя; верхний ярус — пологолежащими, осложненными лишь небольшими флексурами и простыми складками толщами мезозоя. Основываясь на характере деформаций и залегании именно мезозойского комплекса осадков, эту зону часто называют Северо-Кавказской моноклиналью, или зоной флексур. Мы видим в этой зоне типичные черты строения платформенных областей — метаморфизованный, интенсивно деформированный фундамент и слабо деформированный осадочный чехол, практически лишенный складчатости. Здесь, в Лабино-Малкинской зоне, оба этих яруса или структурных этажа оказались поднятыми на поверхность и благодаря этому доступными наблюдению; зона испытывает по простиранию пологие воздымания, которые делят ее на ряд поперечных участков.

К югу от ядра мегантиклинория располагается складчатая зона южного склона, образованная преимущественно осадочными толщами мезозоя. На Центральном Кавказе, в одном поперечном сечении с горстом зоны Главного хребта, находится наиболее приподнятый участок южного склона — Сванетский антиклинорий, где в ядре обнажаются метаморфические породы палеозоя, окруженные аспидными сланцами нижней юры, которые интенсивно смяты в складки изоклиналиного и кидевидного облика. Ширина складок изменяется от сотен метров до 1,5 км и имеет высоту того же порядка, осевые поверхности крутые, почти вертикальные. Многочисленны крутые, часто почти согласные с напластованием разрывы. Для ядра антиклинория характерен интенсивный совершенный кливаж, пронизывающий глинистые толщи нижнеюрских осадков и ориентированный в общем параллельно осевым поверхностям складок. Более молодые — верхнелейасовые и среднеюрские отложения, обрамляющие ядро Сванетского антиклинория, — образуют более простые по форме складки: открытые, дугообразные, а дальше от ядра — и коробчатые. Но все же и эта складчатость должна быть отнесена к полной. По простиранию к западу и востоку от ядра антиклинория наблюдается общее погружение всех структур, и антиклинория в Сванетии структура южного склона сменяется синклинориями, выполненными флишевыми толщами верхней юры и мела. И здесь, во флишевых синклинориях, также наблюдается интенсивная складчатость, на отдельных участках (бассейн р. Риони) приобретающая изоклиналиный облик. По простиранию, в восточном направлении, по мере погружения всей структуры складчатость упрощается, становится коробчатой, хотя мелкие складки более высоких порядков и небольшие разрывы типа надвигов чрезвычайно осложняют общую структуру, придают ей чешуйчатый характер.

В системе сложных интенсивных складок южного склона преобладает устойчивое опрокидывание всех структур к югу, местами встречаются чешуйчатые надвиги, по которым также отмечается перемещение материала с севера на юг. Однако как внутри Сванетского антиклинория, так и во флишевом синклинории, замещающем его восточнее, отмечаются значительные по протяженности участки обратного опрокидывания складок (в северном направлении), поэтому в некоторых сечениях зона южного склона имеет веерообразное строение.

По мере удаления к югу от ядра мегантиклинория интенсивность складчатости уменьшается, что дает основание выделять здесь Абхазско-Рачинскую зону с простыми пологими, часто коробчатого облика складками в юрских и меловых породах; здесь уменьшаются мощности отложений и меняется их состав.

От Закавказского (Рионо-Куринского) межгорного прогиба складчатая зона южного склона отделяется Кахетинско-Лечхумским разломом, который на этом участке одновременно служит южным ограничением всего мегантиклинория. По внутреннему строению этот разлом представляет собой узкую грабен-синклиналь и тоже должен быть отнесен к шовным зонам глубокого заложения.

Восточный Кавказ сочленяется с Центральным по крутой поперечной флекуре на участке максимального сужения мегантиклинория Большого Кавказа (60—70 км), приходящегося примерно на меридиан горы Казбек. По этой флекуре западное крыло относительно приподнято, восточное — опущено, а саму флексу нельзя связывать с какой-то одной структурной линией на поверхности. Это в общем довольно широкая полоса (20—30 км), пересекающая мегантиклинорий почти меридионально, где отмечаются сильная раздробленность пород и многочисленные разрывы продольного и поперечного направлений. В этой полосе наблюдается ступенчатое погружение всех структур к востоку. Проявления молодого четвертичного вулканизма вдоль этой флексуры позволяют предполагать наличие здесь глубокого раскола в фундаменте. Восточный Кавказ относительно опущен по этой флекуре и по сравнению с Центральным оказывается значительно более погруженным. Кроме небольших выходов предположительно палеозойских кристаллических пород в бассейнах рек Стори и Лапота в зоне Главного хребта, доальпийский фундамент нигде больше в пределах Восточного Кавказа не обнажается; этот блок целиком сложен мощными осадочными комплексами мезозоя — юры и мела.

По направлению на восток Восточный Кавказ расширяется, и в полосе так называемого Дагестанского клина ширина его достигает 150 км. Внутреннее строение этого блока также достаточно сложно, и в нем можно выделить ряд продольных структурных зон разных порядков, отличающихся по возрасту и составу слагающих комплексов пород, а также по характеру деформаций. Общее антиклинорное строение Восточного Кавказа вырисовывается столь же отчетливо, как и Центрального Кавказа (рис. 4). Ядро мегантиклинория занимает осевую, наиболее приподнятую зону и сложено интенсивно деформированными аспидно-сланцевыми толщами лейаса. И по характеру осадочных толщ, и по типу складчатости осевая часть Восточного Кавказа чрезвычайно сходна со Сванетией. Здесь также в аспидных толщах развиты интенсивные складки изоклинального и килевидного облика, сопровождающиеся интенсивным кливажем, параллельным осевым поверхностям складок. И размеры складок

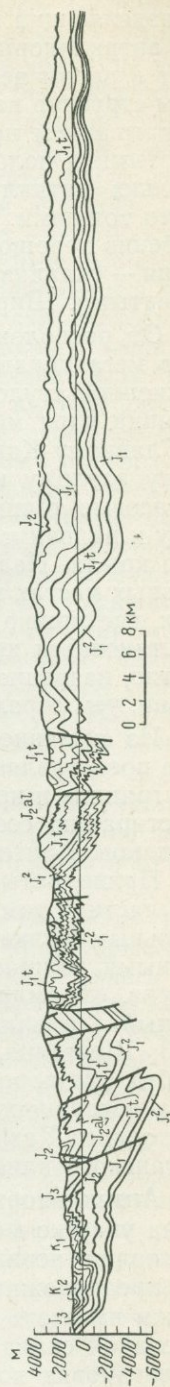


Рис. 4. Профиль через Восточный Кавказ. Составили А. А. Сорский и В. Н. Шолло (1962 г.)

примерно такие же, как в Сванетии: амплитуда и ширина их измеряются сотнями метров. В пределах ядра отчетливо выделяются три крупные продольные структуры: антиклинории Бокового и Главного хребтов и разделяющий их Бежитинский грабен-синклинорий (см. рис. 4). Эти два антиклинория и синклинорий, располагающийся между ними, образуют в целом веерообразную структуру с незначительным опрокидыванием структур на север в Боковом хребте и более ясно выраженным опрокидыванием на юг — в Главном хребте. Складки становятся более простыми и пологими в песчано-сланцевых толщах верхнего лейаса на крыльях антиклинориев, а также в Бежитинском грабене, сложенном этими толщами. Упрощение складчатых форм происходит постепенно, и особенно хорошо эта зональность видна на северном крыле мегантиклинория — складки вначале становятся округлыми, открытыми, а затем корчбатыми. Ширина их — первые километры, сотни метров.

От расположенной севернее области Известнякового Дагестана ядро мегантиклинория отделяется крутой региональной флексурой, осложненной стулообразными складками и мелкими разрывами. Южная граница ядра мегантиклинория на Восточном Кавказе также проходит по Главному Кавказскому надвигу, однако возраст контактирующих по этому разлому комплексов здесь иной, чем на Центральном Кавказе. Лейасовые толщи антиклинория Главного хребта приподняты по разлому и надвинуты на флишевые верхнеюрско-меловые образования южного крыла. Надвиговой характер разрыва проявляется лишь в отдельных местах и только в верхней его части. В глубоко врезанных ущельях, где можно проследить его морфологию на глубину, разрыв обычно становится круче и должен классифицироваться как взброс. И, вероятно, название «Главный Кавказский надвиг» — это скорее дань традиции, чем отражение существа явления.

Из сказанного ясно, что ядро мегантиклинория на Восточном Кавказе представляет односторонний горст с разрывным контактом на южной границе и крутой флексурой — на северной. Ундуляции шарнира по простиранию создают ряд поперечных поднятий и прогибов разных порядков в антиклинориях Главного и Бокового хребтов.

Приподнятым оказывается антиклинорий Бокового хребта в западной части в том месте, где происходит сочленение по флекуре с Центральным Кавказом. Здесь в районе Военно-Грузинской дороги под аспидными толщами нижней юры обнажается Дарьяльский гранитный массив, сформировавшийся, возможно, еще в палеозое, но ремобилизованный в альпийское время (Ренгартен, 1932; Милановский, Хаин, 1963; Шенгелия, 1961). Наиболее значительное поднятие Бокового хребта, где породы доальпийского фундамента максимально приближены к поверхности (не более 1 км), располагается примерно посередине Восточного Кавказа и отвечает осевой части поперечного поднятия Дагестанского клина.

Антиклинорий Главного хребта наибольшее воздымание испытывает на участке между верховьями рек Алазань и Лапота, где в основании толщи аспидных сланцев обнажаются кварциты, хлоритовые сланцы, предположительно относимые к верхам палеозоя и триасу. Эти толщи вместе с аспидными сланцами лейаса участвуют в сложной интенсивной складчатости, осложненной большим количеством разрывов, ориентировка которых близка к напластованию. Поэтому установить точные стратиграфические соотношения здесь трудно, но можно утверждать, что здесь в ядрах антиклиналей обнажаются подстилающие аспидную толщу образования.

Граничающая с севера с ядром мегантиклинория область Известнякового Дагестана сложена преимущественно карбонатными породами верхней юры и мела, образующими сравнительно простые коробчатые или округлые складки, протягивающиеся по простиранию на 15—20, иногда до 40 км, и имеющие ширину 5—7 км. Складки несут на себе следы характерных осложнений, типичных для такого рода структур: дисгармоничные антиклинали на перегибах от крыла к своду — «уши», структурные ступени на крыльях, подвороты и опрокидывания крыльев. По характеру заполнения пространства эта складчатость должна быть отнесена к полной. Однако ясно видная активная ведущая роль антиклиналей в общей структуре (синклинали занимают как бы оставшееся место между антиклиналями и становятся широкими, корытообразными, когда антиклинали расходятся, и узкими, килевидными в местах сближения антиклиналей) заставляет отнести эту складчатость к промежуточному типу (Сорский, Шолпо, 1962). Поскольку зеркало складчатости почти горизонтальное, эта область была названа А. А. Сорским (1962а) горизонтальной складчатой ступенью. По крутой флексу-ре Известняковый Дагестан сочленяется со складчатой ступенью Третичных предгорий, которая примыкает к Предкавказскому прогибу.

Складчатая зона южного склона на Восточном Кавказе представлена флишевым синклинием, который на значительном отрезке недоступен наблюдению, поскольку он погружен под молодые отложения наложенной впадины, являющейся уже частью Закавказского межгорного прогиба. Но по тем остаткам флишевой зоны, которые сохранились на поверхности в районе Военно-Грузинской дороги и в Тианетском районе Грузии, а также в азербайджанской части южного склона, можно увидеть, что в целом она имеет синклинорное строение, сильно осложненное интенсивной дисгармоничной складчатостью, резко опрокинутой к югу. Широко развиты разрывы, надвиги, образующие чешуйчатые структуры.

Складчатая зона южного склона (а значит, и весь мегантиклинорий Большого Кавказа) сочленяется с межгорным прогибом на Восточном Кавказе по резкому крутому шву, который очень отчетливо выражен и в рельефе, и в геологической структуре.

Таким образом, Центральный и Восточный Кавказ при всех различиях, обусловленных в основном разными уровнями, на которые они приподняты, обладают существенными чертами сходства. Главные из них заключаются в общем для обоих блоков антиклинорном строении, в сходной продольной зональности, уменьшении интенсивности деформаций от осевой зоны к крыльям. Эта закономерность действительно соблюдается, хотя на Центральном Кавказе ядро сложено метаморфизованными породами доальпийских комплексов, а на Восточном — аспидными сланцами, слагающими нижнюю часть альпийского разреза, и в соответствии с этим ось альпийского антиклинория сдвинута в первом случае на юг. Некоторые структурные зоны прямо протягиваются с Центрального Кавказа на Восточный, как, например, флишевая зона южного склона. Но, как правило, взаимосвязь и соотношения структурных зон имеют более сложный характер. С одной стороны, область Известнякового Дагестана по структурному положению аналогична Лабино-Малкинской зоне Центрального Кавказа, а с другой стороны, по возрасту и составу пород, а также характеру складчатых деформаций она очень сходна с Абхазско-Рачинской зоной. Структурное положение этих зон на границе мегантиклинория с прогибом делает их как бы взаимным зеркальным отражением. Лабино-Малкинская зона в свою очередь может считаться в какой-то мере аналогом региональной флек-

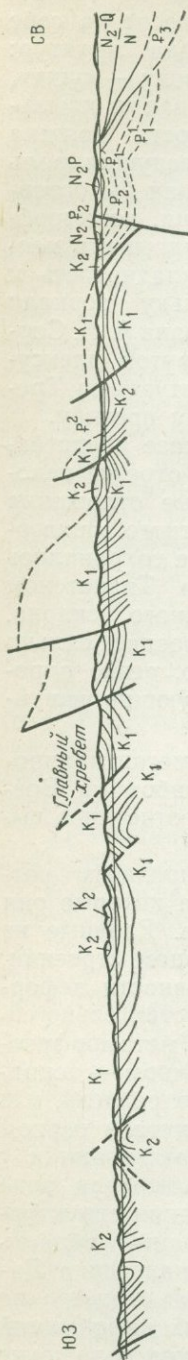


Рис. 5. Профиль через Северо-Западный Кавказ. По А. В. Ульянову с изменениями (1968 г.).

суры, разделяющей на Восточном Кавказе ядро мегантиклинория и Известняковый Дагестан. Возраст и состав отложений, слагающих эти зоны, очень сходны, одинаков и тип деформаций, но Лабино-Малкинская зона занимает большее пространство по ширине, а интенсивность деформаций в ней меньшая.

Сванетский антиклинорий, занимающий опущенную по отношению к ядру мегантиклинория ступень на ложном крыле, по внутренней структуре, возрасту и характеру отложений настолько похож на осевую зону ядра мегантиклинория на Восточном Кавказе, что может рассматриваться как его уменьшенная модель (Шолпо, 1973). Сходство этих областей заключается не только в этом. Ядро Сванетского антиклинория с севера ограничено узким западным окончанием флишевого синклинория, ядро мегантиклинория на Восточном Кавказе граничит с флишевой зоной на юге; Абхазско-Рачинская зона относительно простых складок примыкает с юга к Сванетскому антиклинорию, а Известняковый Дагестан с очень похожей структурой обрамляет ядро мегантиклинория с севера. Таким образом, намечается как бы центральная симметрия или зеркальное отражение распределения складчатых зон, сложенных мезозойскими толщами, на Центральном и Восточном Кавказе. При этом в аналогичных зонах мы видим похожие и состав отложений, и их возраст, и характер складчатых деформаций.

Северо-Западный Кавказ отделяется от Центрального зоной Пшекиш-Адлерских поперечных разломов, которая продолжается далее к северу в Предкавказье, где служит границей, разделяющей Кубанскую впадину на две части. По простиранию этот блок имеет длину около 200 км и 30—50 км ширину. В его пределах можно выделить три продольные структурные зоны, которые кулисообразно подставляют соответствующие зоны Центрального Кавказа. Роль осевого поднятия в ядре мегантиклинория играет Гойтхский антиклинорий, сложенный смятыми в складки нижнеюрскими толщами (рис. 5). Но складки здесь значительно более простые, открытые, менее деформированные, чем в тех же отложениях восточнее. К югу от Гойтхского антиклинория располагается Новороссийский флишевый прогиб, выполненный главным образом толщами карбонатного флиша позднеюрского — мелового возраста. В нем наблюдается интенсивная, близкая к изоклиальной складчатость, опрокинутая на юг. Южным ограничением флишевого синклинория здесь служит узкое поднятие Ахцу — Кацирха, которое может считаться аналогом Рача-

Лечхумской шовной зоны на Центральном Кавказе. К югу от него располагается Адлерская депрессия, выполненная толщами палеогена, образующими здесь сравнительно простые складки. Но эта структура, по-видимому, должна быть отнесена уже к межгорному прогибу. Северное крыло Северо-Западного Кавказа представлено так называемой Абино-Гунайской зоной, сложенной верхнеюрско-меловыми осадками флишеидного типа. Складчатость в этой зоне имеет типичный промежуточный характер: гребневидные или коробчатые антиклинали разделены пологими плоскими синклиналями, часто распадающимися на отдельные овальные мулды.

Поперечные флексуры и разрывы делят Северо-Западный Кавказ на ряд ступеней, постепенно опускающихся в западном направлении. Самая западная из этих флексур — Анапская — наиболее крупная, она же служит западным ограничением всего Большого Кавказа и является переходной зоной к Керченско-Таманскому поперечному прогибу, который разделяет складчатые области Кавказа и Крыма. Береговая линия Черного моря под острым углом срезает ядро и южное крыло мегантиклинория Северо-Западного Кавказа. Таким образом, на западной периклинали Большого Кавказа отчетливо вырисовывается взаимное наложение продольных и поперечных ступеней, создающее сложную систему блоков, приподнятых на разную высоту. Каждый более восточный блок всегда приподнят относительно соседнего западного, в то же время центральный блок всегда приподнят относительно окраинных, примыкающих к нему с севера и с юга.

Другая периклиналь Большого Кавказа — Юго-Восточный Кавказ — во многом подобна только что рассмотренной. Сходны их размеры — примерно 200 км по простиранию и от 60 до 30 км по ширине, во многом сходна и структура, образованная теми же по возрасту — позднеюрско-меловыми — и близкими по составу отложениями. Так же как и Северо-Западный, Юго-Восточный Кавказ ограничен на западе крутой поперечной флексурой, которая позволяет предполагать наличие крупного разлома на глубине с вертикальным смещением в фундаменте. Эта флексура, пересекающая мегантиклинорий примерно в среднем течении р. Самур, продолжается на север и совпадает с западным краем Кусаро-Дивичинского прогиба, что опять-таки напоминает восточное ограничение Северо-Западного Кавказа. К востоку от Самурской флексуры все структурные зоны Восточного Кавказа резко погружаются, но каждая из них (кроме самых северных, на которые наложен Кусаро-Дивичинский прогиб) может быть прослежена в преобразованном виде в более молодых отложениях, играющих главную роль в геологическом строении Юго-Восточного Кавказа.

Продолжением антиклинория Бокового хребта на юго-восток является Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, а Главного хребта — Тфанский антиклинорий; разделяет эти антиклинории Шахдагско-Хизинская синклинальная зона, соответствующая Бежитинскому грабену (рис. 6). Однако все зоны здесь гораздо уже и складчатость в них более простая, хотя общее веерообразное строение мегантиклинория сохраняется. Существенно, что для Юго-Восточного Кавказа характерно ступенчатое строение (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Шурыгин, 1962; Мирчинк, Шурыгин, 1972). Каждая продольная структурная зона отделена разрывами от соседних и приподнята или опущена относительно них. Вдоль этих региональных разломов развиваются складки нагнетания в пластичных глинистых породах глубоких горизонтов, что придает складчатости Юго-Восточного Кавказа гребневидный облик. Поперечные флексуры, более мелкие чем Самурская, делят Юго-Восточ-



раженного прогиба нет, поскольку он разделяется Ставропольским поднятием на две неравные части: западную, меньшую — Кубанский прогиб (восточная часть Индоло-Кубанского передового прогиба, общего для Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа) и восточную, большую — Терско-Каспийский прогиб. В пределах Ставропольского поднятия фундамент располагается на глубинах 1,5—2 км под чехлом молодых осадочных образований.

Кубанский прогиб делится крутой флексурой на две части — Западно-Кубанский и Восточно-Кубанский. В первом из них максимальное погружение фундамента составляет 7—8 км, во втором 3—4 км. Характерно асимметричное строение этих в общем очень пологих мульд: южный их борт, примыкающий к Кавказу, значительно круче северного, сочленяющегося со Скифской платформой; в соответствии с этим и осевые части прогибов смещены к югу.

Терско-Каспийский передовой прогиб значительно обширней Кубанского по площади, более значительны в нем и размеры прогибания. В дельте р. Сулак максимальные размеры прогибания в альпийское время достигали 10 км. Терско-Каспийский прогиб по простиранию также распадается на отдельные участки, хотя это разделение и выражено здесь менее резко, чем в Кубанском прогибе. Западная часть — собственно Терский прогиб — в осевой части осложнена двумя параллельными гребневидными антиклинальными складками, которые имеют морфологическое выражение на поверхности в виде Терского и Сунженского хребтов. Эти складки образованы диапировыми внедрениями майкопских (поздний олигоцен — ранний миоцен) глинистых толщ в вышележащие отложения. Есть основания полагать, что это надразломные складки, так как здесь в фундаменте намечается восточное продолжение шовной зоны (Пшекиш-Тырныаузской), выходящей в пределах Большого Кавказа на поверхность (Милановский, 1962). Восточная часть Терско-Каспийского прогиба располагается в основном в пределах современной акватории Каспия. Западный край прогиба, примыкающий к горам и образующий прибрежную равнину в Дагестане, относительно приподнят. В пределах этой части прогиба известен ряд куполовидных (изометричных или слегка вытянутых) антиклинальных складок, которые располагаются в две цепочки, протягивающиеся вдоль прогиба и одновременно параллельно зоне сочленения с Большим Кавказом. В каждой отдельной брахиантиклинальной складке фиксируются частные локальные разломы и явления нагнетания в пластичных пачках пород. Возможно, что эти две антиклинальные зоны, так же, как Терская и Сунженская антиклинали, «нанизаны» на региональные разломы фундамента.

**Закавказский межгорный прогиб** протягивается с юга вдоль Большого Кавказа от Черного до Каспийского моря и так же, как рассмотренные ранее структуры первого порядка, разделен на ряд обособленных участков. Дзирульское поднятие, где на поверхность выходят образования доальпийского фундамента, делит прогиб на две неравные части: меньшую — западную — Рионский прогиб, и обширную восточную — Куринский прогиб.

В Дзирульском поднятии (или массиве) интенсивно деформированные метаморфические породы палеозоя, а может быть и докембрия, перекрываются чехлом мезозойских осадочных толщ, который образует сравнительно простые структуры — брахискладки, коробчатые формы. Северная окраина собственно Дзирульского массива непосредственно переходит в Окрибо-Сачхерское поднятие, сложенное относительно слабо деформированными мезо-кайнозойскими толщами.

Рионский прогиб в плане имеет форму треугольника, раскрытого в сторону Черного моря. Вблизи Черноморского побережья, в Колхидской впадине, глубина до фундамента составляет 8—9 км, что соответствует мощности рыхлых осадков и в самой впадине Черного моря. Примыкающие к горным сооружениям части Рионского прогиба приподняты и осложнены складками надразломного характера. Это Абхазско-Мегрельская зона возле Большого Кавказа и Гурийская зона, примыкающая к Малому Кавказу.

Куринский прогиб имеет значительно большую протяженность и более сложное внутреннее строение. Вдоль простирания прогиб делится на три участка. Западный, самый узкий — Карталинская впадина, или Гори-Мухранская депрессия, — имеет глубину залегания фундамента, выходящего рядом (в Дзирульском массиве) на поверхность, около 4 км. Осадочный чехол в прогибе почти не деформирован, только в частях, примыкающих к горным системам Большого и Малого Кавказа, наблюдаются складчатость, крутые разрывы и надвиги с перемещением по ним в сторону осевой части прогиба.

Средний в свою очередь разделен на три отдельные продольные впадины. Северная и южная накладываются соответственно на структуры Большого и Малого Кавказа — это Алазано-Агричайская и Евлахская впадины. Мощность осадочного покрова в них 5—6 км, при этом в осевых частях впадин не отмечается почти никаких деформаций. В средней впадине — Мирзаанской — мощность осадков достигает 8 км, и здесь в осевой части наблюдаются деформации, приведшие к образованию Ширакско-Аджиноурского нагорья.

Восточный участок — Нижне-Куринская впадина, самая широкая часть Закавказского прогиба, отделена от средней поперечным поднятием (так называемого Кюрдамирского моста), где глубина до фундамента не более 2 км. Восточное продолжение Ширакско-Аджиноурской зоны складок протягивается вдоль северного края Нижне-Куринской впадины и смыкается с южными зонами складок системы Большого Кавказа. На остальной части впадины покров осадочных пород практически не деформирован. К юго-западу от Нижне-Куринской впадины ответвляется поперечный Нижне-Араксинский прогиб, который разделяет горные сооружения Малого Кавказа и Талыша.

На всем протяжении Закавказского межгорного прогиба контакты его с соседними складчатыми системами Большого и Малого Кавказа большей частью проходят по зонам разломов, по которым либо оказывается деформированным комплекс молодых отложений (Рионский прогиб, Карталинская впадина), либо срезаны более древние структуры горного сооружения (Алазанская и Евлахская впадины). Границы межгорного прогиба отчетливо выражены как в геологической структуре, так и в рельефе поверхности. Таким образом, и здесь складчатое сооружение Большого Кавказа отделяется от прогиба швом глубокого заложения.

---

Таким образом, блоковое строение мегантиклинория Большого Кавказа — одна из главных определяющих черт его структуры. Составляющие его блоки чрезвычайно сильно различаются и по составу слагающих их пород, по степени метаморфизма, и по типу и характеру деформаций в осадочных толщах. Но тем не менее, несмотря на такую

гетерогенность составляющих Большой Кавказ блоков, общее антиклинорное строение его сохраняется на всем протяжении, во всех сечениях. Крайне разнородные по своей предыстории и внутреннему строению блоки земной коры оказались спаянными в мегантиклинория Большого Кавказа в единую упорядоченную структуру, сформировавшуюся на протяжении альпийского цикла развития. Восточная половина мегантиклинория относительно опущена, и центральную осевую зону занимают блоки, сложенные породами нижней части альпийского комплекса. К югу и к северу от осевой зоны поверхность соседних блоков сложена породами средней части альпийского комплекса осадочных толщ (флишевая зона Южного склона, Известняковый Дагестан). В западной половине мегантиклинория осевая зона занята блоком, где обнажается доальпийский фундамент. В блоках к северу и к югу от этой центральной зоны породы нижней части альпийского комплекса играют главную роль, толщи (Лабинско-Малкинская зона, Сванетия), относящиеся к средней части альпийского комплекса, слагают уже только крылья мегантиклинория, а широкое развитие получают только в соседних зонах за пределами собственно мегантиклинория на Закавказском срединном массиве и на Скифской плите. Ось альпийской структуры, таким образом, смещена на Центральном Кавказе к югу по сравнению с Восточным, и не совпадает с главной осью мегантиклинория. Этим еще больше подчеркивается общая асимметрия структуры мегантиклинория — широкое и пологое северное крыло и крутое, узкое — южное.

Интересно распределение морфологических типов складчатых деформаций в общей структуре мегантиклинория (рис. 7). В типичной геосинклинальной области не так уж широко развита интенсивная полная складчатость изоклинального облика, которая как раз и считается типичной геосинклинальной. В структуре Большого Кавказа изоклинальная и килевидная складчатость занимает всего 20% по площади, вместе с открытыми дугообразными складками эта доля составит 38%.

Области с развитием такого типа складок приурочены главным образом к наиболее высоко приподнятым блокам, где обнажаются породы нижней части альпийского комплекса. Это — центральная, осевая часть Восточного Кавказа и Сванетский антиклинорий; кроме того, изоклинальная складчатость развита в некоторых участках флишевого синклинория, и опять же там, где на поверхность выходят породы нижней части флишевого разреза.

По мере удаления от осевой части мегантиклинория, как вкрест простирания — на крылья, так и по простиранию — к периклиналям, складчатые формы упрощаются. Вначале складки становятся промежуточного типа, а затем и прерывистого. Наибольшая интенсивность деформаций приурочена к осевой зоне мегантиклинория, а по направлению к относительно стабильным, недеформированным участкам она постепенно снижается. Теперь попытаемся оценить количественно, хотя бы в грубой и приблизительной форме, интенсивность складчатых деформаций, развитых в пределах мегантиклинория. Общеизвестным способом сравнительной оценки интенсивности складчатости является измерение коэффициента сжатия или, чтобы не вкладывать в название генетического смысла, коэффициента избыточной длины  $\lambda$ . Этот коэффициент является отношением длины слоя по складке или серии складок к длине горизонтального проложения. Как показано А. В. Вихертом (1972), этот коэффициент не является достаточной, исчерпывающей характеристикой интенсивности складчатости и требует использования одновременно какого-либо второго параметра, поскольку, одно и то же значение могут дать разные по морфологии складки. Однако в

данном случае мы можем принять его как единственную характеристику, поскольку этот коэффициент нужен лишь для оценки избыточной длины слоев в уже выделенных зонах.

Значения  $\lambda$  были измерены по большому количеству профилей через Большой Кавказ, отдельно для складок различного морфологического типа. Затем для каждого типа складок были вычислены средние значения, результаты измерений сведены в таблицу (табл. 1). Следует заметить, что средние значения коэффициента избыточной длины для разных морфологических типов складок, полученные по Кавказу, очень близки к тем средним значениям, которые получены А. В. Вихертом по очень большому статистическому материалу, взятому по разным складчатым областям мира (Вихерт, 1972).

Затем в пределах Большого Кавказа были измерены площади, занятые разными морфологическими типами складок (см. рис. 7). Чтобы оценить изменение интенсивности деформаций в мегантиклинории, нужно разделить области, сложенные породами разных частей альпийского комплекса. Как было показано, блоки, образованные породами нижнего и ниже-среднеюрского комплексов, занимают осевые части структуры и четко отличаются по типу складчатости от блоков, сложенных породами средней части альпийского комплекса — верхней юры, мел. Результаты этих измерений сведены в той же таблице (см. табл. 1). Теперь несложно для каждого структурного этажа вычислить среднее значение коэффициента  $\bar{\lambda}$ , нормировав его на площадь:

$$\bar{\lambda} = \sum \Delta S_i / S \cdot \lambda_i.$$

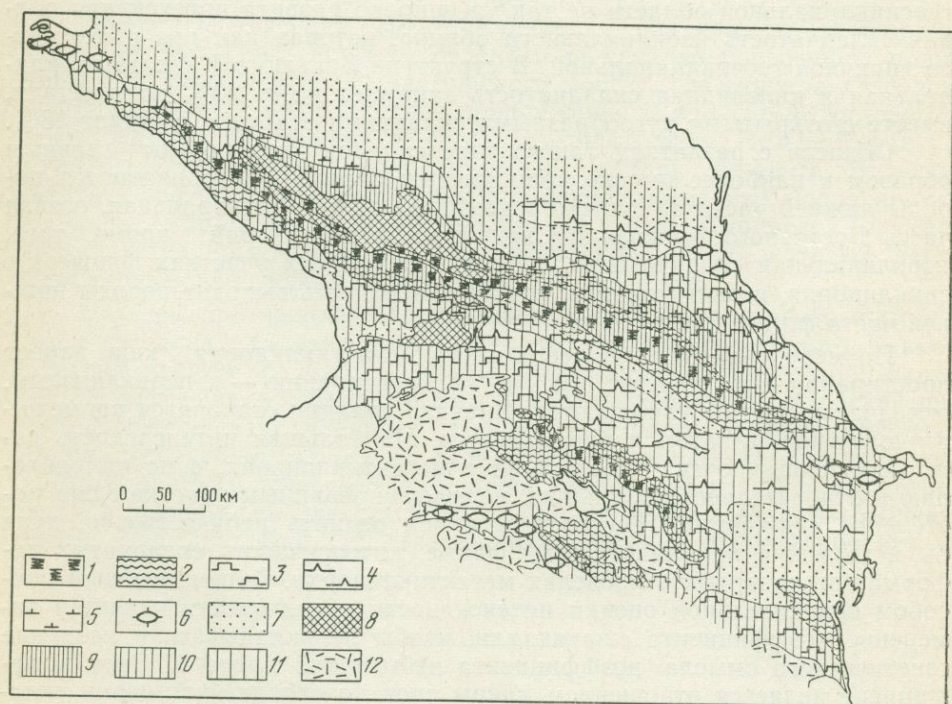


Рис. 7. Схематическая карта морфологических типов складчатости Кавказа

1-6 — типы складчатости (1 — изоклиальная и килевидная, 2 — открытая, дугообразная, 3 — коробчатая, 4 — гребневидная, 5 — моноклинали, осложненные флексурами, 6 — купола, брахискладки); 7 — осадочный чехол почти без складчатых деформаций; 8 — выходы доюрского фундамента; 9 — ниже-среднеюрские осадки; 10 — верхнеюрско-палеогеновые осадки; 11 — неоген-четвертичные осадки; 12 — молодые (неоген-четвертичные) вулканические излияния

Таблица 1

## Сравнительная характеристика складчатых деформаций

Морфологический тип складчатости ( $\lambda$ средняя)	Большой Кавказ				Фундамент	Малый Кавказ				
	Нижний этаж		Верхний этаж			Нижний этаж		Верхний этаж		Фундамент и покровы молодых лав
	$\frac{\Delta S_i}{S}$	$\bar{\lambda}$	$\frac{\Delta S_i}{S}$	$\bar{\lambda}$		$\frac{\Delta S_i}{S}$	$\bar{\lambda}$	$\frac{\Delta S_i}{S}$	$\bar{\lambda}$	
Изоклиналильные и килевидные (2,25)	0,40		0,05		0,35		—		Метаморфическая складчатость в доальпийских толщах и молодые вулканические излияния	
Открытые дугообразные (1,30)	0,19		0,22		0,65		0,28			
Флексуры и моноклинали (1,23)	0,22	1,52	0,15	1,19	—	1,63	—	1,14		
Коробчатые (1,08)	0,19		0,36		—		0,72			
Гребневидные и купола (1,00)	—		0,22		—					
Распределение площади (%)	43,0		47,0		10,0		7,5		48,0	44,5

Из этих данных видно, что структурные этажи заметно различаются по среднему значению коэффициента избыточной длины. В то время как для нижнего значения  $\lambda$  составляет 1,52, т. е. лежит между средними значениями, характерными для изоклиналильных (2,25) и открытых дугообразных (1,30) складок, для верхнего  $\lambda=1,19$ , т. е. оказывается ближе к коробчатым складкам. Таким образом, в нижнем этаже складчатость по коэффициенту избыточной длины относится к полной, а в верхнем — к промежуточной. Эта количественная оценка подтверждает качественный вывод об уменьшении интенсивности складчатых деформаций от осевой зоны мегантиклинория к его периферии.

Значение полученных количественных оценок этим не ограничивается. Очень часто степени сжатости складок или коэффициенту избыточной длины придается генетический, или точнее кинематический, смысл. Тогда как само собой разумеющееся принимается, что коэффициент сжатия, определенный по складкам, означает степень сокращения земной коры во всей складчатой области в результате тангенциального давления. Позже мы постараемся показать, что такая операция по «распрямлению» складок и установлению таким путем размеров сжатия лишена всякого смысла. Если подобные мысленные реконструкции все же делаются, то обычно интуитивные оценки этих величин оказываются завышенными, размеры необходимого сокращения коры часто принимаются как в 2—3 и более раз. Даже и при замерах по детальным профилям можно получить иногда довольно большие значения коэффициента  $\lambda$ , так например, на Большом Кавказе в отдельных участках с изоклиналильной складчатостью получают значения  $\lambda=2,85$  и даже 3,40. Однако в среднем все же для изоклиналильной складчатости характерно значение 2,25. А в целом для всего Большого Кавказа область развития интенсивной складчатости в нижнем структурном этаже

имеет коэффициент избыточной длины всего 1,5. Так что ни о каких сокращениях земной коры в несколько раз не может быть и речи.

Кроме того, такая оценка может быть полезна для сравнения между собой различных складчатых областей, в особенности тогда, когда качественные выводы сделать затруднительно. Для примера приведем данные по Малому Кавказу. Обычно на первый взгляд представляется, что на Малом Кавказе интенсивность складчатых деформаций значительно меньше, чем на Большом, поскольку большая часть площади Малого Кавказа занята складками коробчатого типа, а изоклинали складчатость развита на небольших участках в осевой зоне Карабахского антиклинория. Однако замеры, сделанные для Малого Кавказа тем же способом, что и для Большого, и вычисленные на основании этого значения  $\lambda$  раздельно по этажам, показывают, что практически коэффициенты избыточной длины на Малом Кавказе оказываются такими же, как и на Большом. Для нижнего этажа  $\lambda=1,62$ , для верхнего 1,14. Так что для соответствующих структурных этажей интенсивность складчатых деформаций в обоих случаях оказывается практически одинаковой. Но поскольку большая часть площади Малого Кавказа сложена породами верхнего этажа, это и создает впечатление меньшей деформированности осадочных толщ.

Таким образом, современная структура Большого Кавказа при всей сложности и неоднородности внутреннего строения, отличается определенной закономерностью, в которой сочетаются блоковые и складчатые деформации.

# ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

## ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

В основу историко-тектонических реконструкций положен метод анализа фаций и мощностей, разработанный и введенный в практику В. В. Белоусовым (1938—1940) на примере Большого Кавказа, а впоследствии и Русской платформы (Белоусов, 1944). Хотя со времени выхода указанных работ накоплены новые фактические данные, заставившие пересмотреть основные этапы и закономерности развития этих территорий, они не потеряли до сих пор своего методического значения. Более того, метод анализа фаций и мощностей и составление палеофациальных карт и карт изопахит настолько прочно вошли в практику, что сейчас нельзя представить себе тектонического исследования без их применения.

Несмотря на то что в последнее время наметилась необходимость учитывать при палеотектонических реконструкциях и горизонтальные движения (Пейве, 1969; Хаин, 1973, 1975), в особенности при анализе развития складчатых областей, надежного объективного метода восстановления горизонтальных перемещений до сих пор не существует. Палинспастические реконструкции, которые предлагается применять при исследовании областей покровного строения (Кау, 1945; Борукаев, 1970; Тгитру, 1971), не всегда дают однозначный результат и нередко приводят к значительно отличающимся оценкам горизонтального смещения зон. Кроме того, обычно при этом отсутствуют данные, учитывающие внутренние деформации пород, образующих покровы и складки, что приводит к завышению количественных оценок горизонтальных движений.

В конкретном случае — при анализе тектонической истории Большого Кавказа в альпийском цикле — нет никаких оснований предполагать какие-то значительные горизонтальные перемещения в пределах этой области. Рассмотренная в предыдущем разделе общая структура мегантиклинория не имеет каких-либо существенных признаков, свидетельствующих о крупных горизонтальных перемещениях масс — надвигов, сдвигов, покровов. Большой Кавказ в основе своей — автохтонное образование, и поэтому в центре внимания оказываются прежде всего вертикальные тектонические движения, исследуемые методом анализа фаций и мощностей.

Позднее метод анализа фаций и мощностей получил развитие и был дополнен, появилась возможность разработать количественные критерии для сравнения между собой режима колебательных движений в различных геотектонических областях, развивавшихся в разное время (Белоусов, 1962; Ронов, 1949; Шолпо, 1969, 1972). С помощью метода анализа фаций и мощностей неоднократно анализировалась история геологического развития Кавказа (Хаин, Леонтьев, 1950; Кириллова и др., 1960). Результаты этих исследований нашли отражение в «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы» (1962) и в «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР» (1968).

При описании истории развития Кавказа автором использованы данные, содержащиеся в обобщающих работах (Кириллова и др., 1960; Милановский, Хаин, 1963), а также новый материал, в особенности по буровым скважинам Предкавказья — при составлении серии палеогеографических карт, созданных для юга СССР большим коллективом геологов во ВНИГНИ под редакцией В. Е. Хаина (1973).

Так, в монографии «Геология Большого Кавказа» (1976) подробно описана с учетом всех самых последних данных стратиграфия альпийского комплекса осадков: Д. И. Пановым по ранней и средней юре (раннеальпийский этап), С. М. Седенко по верхнемезозойским и кайнозойским отложениям (средне- и позднеальпийский этапы), и сделан анализ истории геологического развития области за это время. Это избавляет нас от необходимости подробно останавливаться на фактических данных, на которых основаны представления об истории геологического развития Большого Кавказа. Лишь в тех случаях, когда по принципиально важным моментам истории высказываются противоречивые суждения, нам придется обращаться к фактическим данным. В основном это относится к эпохам перестройки геотектонического плана — предпозднеюрской инверсии геотектонического режима, по поводу которой некоторыми авторами высказывается сомнение или просто отрицается этот процесс (Шевченко, Резанов, 1976; Седенко, 1976).

Современная структура Большого Кавказа сформирована в процессе геосинклинального развития региона в альпийском цикле и подчеркнута интенсивными движениями на орогенной (неотектонической) стадии. При этом геологическое развитие Кавказа за мезо-кайнозойское время можно проследить с большей полнотой, чем для более ранних этапов. О предшествующих этапах мы имеем лишь фрагментарные сведения, и восстановить палеозойскую историю для всего региона можно лишь с помощью широких экстраполяций.

Более или менее достоверные сведения о палеозойском развитии Большого Кавказа имеются для его западной части, где выходы этих отложений значительны (Белов, 1971; Сомин, 1971). Установлено, что в герцинское время в пределах Большого Кавказа существовала продольная геотектоническая зональность, согласная с той, которую мы видим и в современной структуре. Северная зона — Лабино-Малкинская в современной структуре — в герцинское время в своем развитии проходит полный геосинклинальный цикл, завершившийся в конце палеозоя поднятием и проявлением гранитоидного магматизма. Расположенная южнее зона Главного хребта была на протяжении всего палеозоя более стабильной, и режим ее движений может быть скорее отнесен к режиму внутренней геоантиклинали. В конце палеозоя гранитоидные интрузии захватили и эту зону, что привело к значительной ее консолидации. В зоне южного склона геосинклинальное развитие в герцинском цикле осталось как бы незавершенным. Здесь, хотя и возникло поднятие, но оно не сопровождалось интенсивной складчатостью, образованием моласс и проявлением гранитоидного магматизма (Сомин, 1971). Для альпийской геодинамики Большого Кавказа эти данные необходимы для понимания того, на чем закладывались геосинклинальные прогибы альпийского времени, на каком фундаменте возникла геотектоническая зональность в мезозое, и в какой мере мы можем считать альпийские структуры унаследованными или новообразованными. Исходя из изложенного, можно сделать вывод, что относительная консолидированность или жесткость доальпийского фундамента в пределах Центрального Кавказа возрастала от более южных зон к северным. Лабино-Малкинская зона, завершив геосинклинальное развитие, пре-

вратилась в платформу, а в зоне южного склона сохранились известная подвижность и относительная пластичность. Зона Главного хребта занимает промежуточное положение между ними. К сожалению, это заключение обосновано лишь для западной части Большого Кавказа, экстраполировать его за пределы блока Центрального Кавказа можно только на основании умозрительных предположений, что было бы пока, до рассмотрения альпийского развития, преждевременно.

Начало альпийского цикла на Кавказе относится к ранней юре, когда заложилась основные геосинклинальные прогибы Большого и Малого Кавказа, разделенные Закавказским срединным массивом, который существовал в то время на месте Курино-Рионской депрессии. До сих пор остается дискуссионным вопрос о том, является альпийская геосинклиналь Кавказа новообразованной или унаследованной от предшествующих этапов развития. Несогласное залегание лейаса на подстилающих отложениях палеозоя и триаса, которое можно наблюдать только на Центральном Кавказе (в Сванетии) позволяет заключить, что процесс прогибания в альпийском цикле начался после перерыва в осадконакоплении и поднятия, которым завершился герцинский цикл (Сомин, 1971).

Представления о непрерывном унаследованном прогибании геосинклинали Большого Кавказа в течение герцинского и альпийского циклов (Кахадзе, 1947) основаны на предположительно выделенном палеозое в зоне Главного хребта на Восточном Кавказе и недостаточно детальных разрезах Сванетии. Однако на Восточном Кавказе, даже если подтвердится наличие палеозойских отложений в ядре антиклинория Главного хребта, контакты этих пород с несомненно юрскими сланцами всюду тектонические, в то время как в Сванетии можно видеть неосложненные разрывами стратиграфические взаимоотношения этих толщ. Поэтому представляется считать более правильным, что альпийская геосинклиналь Кавказа была заложена после поднятия в конце герцинского цикла и должна рассматриваться как новообразование. Об унаследованности Кавказской геосинклинали можно говорить только, если иметь в виду, что в альпийское время примерно сохраняется простираение основных неотектонических зон предшествующего этапа, а также примерно совпадают с прежними области максимального прогибания и распределение прогибов и поднятий в герцинское и альпийское время.

Альпийский цикл на Большом Кавказе может быть разделен на три стадии: раннюю (ранняя и средняя юра), среднюю (поздняя юра—ранний палеоген) и позднюю (олигоцен—четвертичное время) (Кириллова и др., 1960; Милановский, Хаин, 1963; «Геология Большого Кавказа», 1976).

Геосинклинальный прогиб альпийского цикла заложился на Большом Кавказе в начале лейаса—с лотарингского века. На основании схемы стратиграфического расчленения ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа и сопредельных территорий, составленной Д. И. Пановым («Геология Большого Кавказа», 1976), установлено, что прогибание началось в осевой зоне геосинклинали и постепенно распространилось к северу и к югу, вовлекая в опускание южную окраину эпигерцинской Скифской плиты и краевые части Закавказского срединного массива. В основании нижеюрских отложений повсюду, где это удается видеть, залегают грубоотсортированные песчаники, иногда конгломераты, гравелиты (Панов и др., 1964; Ростовцев, Никанорова, 1970; Сомин, 1971; Панов, 1976), однако мощность этих базальных сло-

ев лейаса обычно невелика и изменяется от первых метров до нескольких десятков метров.

С самого начала прогибания — в раннем и среднем лейасе — отчетливо проявилась продольная зональность в едином прогибе Большого Кавказа (рис. 8). В то время как в осевой части прогиба, соответствующей Сванетии на Центральном Кавказе и зоне Бокового и Главного хребтов на Восточном, накапливались преимущественно однообразные глинистые толщи большой мощности, в окраинных зонах — южной части Скифской плиты и в пределах Закавказского массива — разновозрастные отложения отличаются большей пестротой состава и фациальной изменчивостью, характерной для мелководных терригенных образований (Панов и др., 1964; Кабанова и др., 1969; Ростовцев, Никанорова, 1970; Вахания, 1972; Нуцубидзе и др., 1972; Панов, 1976). Осевая часть прогиба отличается и большей полнотой разреза, и практически в нижнем и среднем лейасе лишена перерывов осадконакопления. Для краевых же частей, в особенности для Скифской плиты, характерны локальные перерывы и выпадение из разреза тех или иных стратиграфических подразделений. Поэтому на детальных картах распределения фаций и мощностей, составленных Д. И. Пановым по ярусам, в пределах южного края Скифской плиты показаны локальные впадины с морским, а иногда даже континентальным осадконакоплением, отделенные от основного прогиба поднятиями — кордильерами («Геология Большого Кавказа», 1976).

На существование внутренних областей размыва, возникавших временами и на протяжении лейаса, указывает также распределение

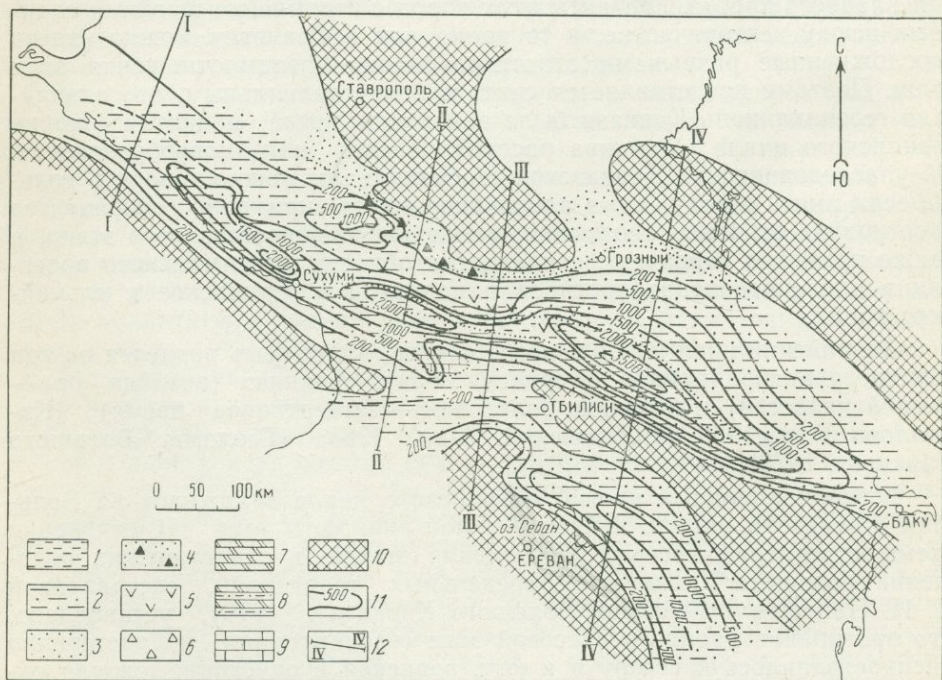


Рис. 8. Фации и мощности раннего и среднего лейаса Кавказа. Условные обозначения к рис. 8—16

1 — глинистые сланцы; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — песчаники; 4 — песчаники с прослоями углей; 5 — вулканогенные подводные отложения; 6 — эвапориты; 7 — карбонатный флиш; 8 — терригенно-карбонатный флиш; 9 — карбонатные отложения; 10 — области размыва; 11 — изопакиты; 12 — линии профилей

терригенных минералов в осадках этого времени и выделенные терригенно-минералогические провинции (Гроссгейм, 1961). Однако эти внутренние области размыва не были основными источниками сноса, а главным поставщиком терригенного материала на протяжении всего лейаса является Предкавказская суша, наиболее приближенная к осевой зоне прогиба в центре и на востоке области, и приподнятая часть Закавказского массива в его восточной части.

На схематической карте, где суммированы мощности раннего и среднего лейаса (см. рис. 8), детали палеогеографии этого времени затушевываются, однако отмеченная продольная зональность вырисовывается достаточно ясно, что сказывается прежде всего в изменении фаций отложений. По-видимому, продольные зоны с разной интенсивностью прогибания уже в период осадконакопления разделялись зонами разломов, вдоль которых уже в начале лейаса поступал магматический материал среднекислого состава, давший силлы и дайки спилито-кератофирового горизонта в основании геосинклинальных осадков альпийского цикла (Кабанова и др., 1969; «Геология Большого Кавказа», 1976). В то же время на фоне преобладающей продольной зональности отчетливо видно поперечное расчленение прогиба: области максимального прогибания в Сванетии и Дагестане разделены перемычкой относительно меньших мощностей. Весьма возможно, что осевая часть прогиба, где накапливались глинистые толщи, обогащенные гумусом и содержащие вкрапленные кристаллы и конкреции пирита и марказита, характеризовалась на этом этапе некомпенсированным прогибанием, что характерно для начальных стадий геосинклинальных прогибов (Ханин, 1973). В этом случае наши оценки интенсивности процесса прогибания на этой начальной стадии будут несколько заниженными, хотя все же общая закономерность распределения областей большего и меньшего прогибания вряд ли может существенно измениться.

В позднем лейасе и в аалене (рис. 9) осадки повсеместно стали песчано-глинистыми, как в осевой зоне геосинклинали Большого Кавказа, так и прилегающих частях более устойчивых зон (Фролов, 1965; Кабанова и др., 1969; Ростовцев, Никанорова, 1970; Панов, 1976). В некоторых местах эти отложения имеют ритмичное строение (Южный Дагестан, Сванетия) и приобретают флишвидный облик. В этом случае нет оснований предполагать отсутствие компенсации прогибания накоплением осадков. Скорее наоборот, в Южном Дагестане, где в аалене образуется угленосная формация, возникает избыточное осадконакопление, перекомпенсация прогиба (Фролов, 1965). Область максимальных прогибов продолжает оставаться в это время приуроченной к той же осевой зоне геосинклинального прогиба, заложившегося на предыдущем этапе, и общее распределение зон большего и меньшего прогибания остается примерно таким же, как и в среднем лейасе (см. рис. 9). Более отчетливо на этом этапе проявляется поперечная зональность прогиба: в пределах Восточного Кавказа прогиб распадается на отдельные ванны, разделенные относительно менее погружавшимися участками.

Весьма существенно, что в тоарское время и в аалене локальные перерывы осадконакопления, не сопровождающиеся, правда, угловыми несогласиями, возникают уже не только в окраинных частях геосинклинального прогиба, на Скифской плите и в Закавказском массиве, но и в отдельных местах в осевой части прогиба — в бассейнах Самура и Ахтычай на Восточном Кавказе и в Сванетии на Западном (Фролов, 1965; Кабанова и др., 1969; Панов, 1976). Это обстоятельство дало основание В. И. Шевченко и И. А. Резанову (1976) высказать

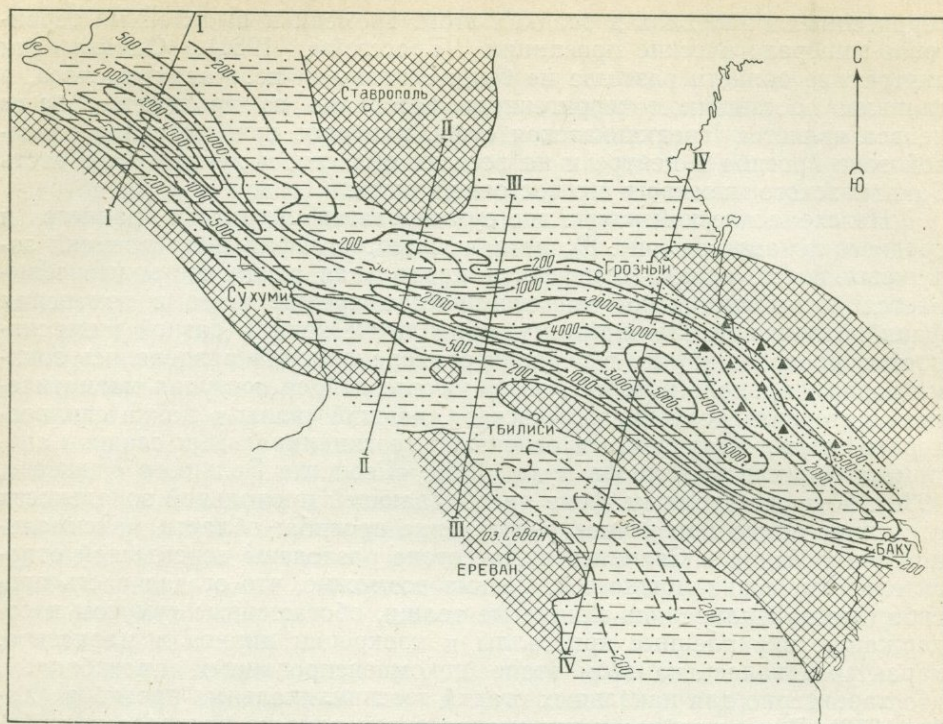


Рис. 9. Фации и мощности позднего лейаса и аалена Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

предположение о существовании геоантиклинального поднятия в осевой зоне Большого Кавказа с самого начала альпийского цикла и отрицать инверсию геотектонического режима на последующих стадиях альпийского цикла. Однако эти представления основаны на слишком произвольном толковании фактов. Нельзя наличие локальных перерывов осадконакопления, отмечаемых только в Самуро-Шахдагской зоне, распространять на всю осевую зону Большого Кавказа. К тому же, несмотря на перерывы, мощность отложений в осевой зоне продолжает оставаться в тоарское время максимальной, некоторое смещение оси прогиба к северу происходит только в аалене и еще большее в байосе. А на суммарной карте мощностей отложений от тоара до средней юры, которой В. И. Шевченко и И. А. Резанов (1976) пытаются аргументировать свою точку зрения, естественно, эти важные особенности развития оказываются затусованными. Кроме того, и в карту распределения мощностей среднего лейаса В. И. Шевченко и И. А. Резанов вынуждены вносить большие экстраполяции. Большие мощности среднелейасовых отложений установлены в осевой зоне Большого Кавказа и это не подлежит сомнению, поэтому для того чтобы подкрепить свое заключение об отсутствии инверсии, В. И. Шевченко и И. А. Резанов считают, что под соседними с осевой зоной прогибами, там, где эти отложения на поверхности не обнажены, мощности нижнего и среднего лейаса были еще большими. Для подтверждения своего предположения В. И. Шевченко и И. А. Резанов показывают на южном склоне геосинклинального прогиба непосредственно у северного края Закавказского массива завышенные мощности лейаса, измеренные по Военно-Грузин-

ской дороге (Панов, Шевченко, 1964)\* и таким способом получают амплитуду прогибания за раннюю и среднюю юру в 14 км. К северу от осевой зоны прогиба, в области Известнякового Дагестана, эти авторы также вынуждены предполагать увеличение мощностей по сравнению с осевой зоной, хотя ничто ни в строении этих отложений, ни в их составе не указывает на такое увеличение.

Следует отметить, что локально появившиеся в тоаре перерывы осадконакопления в последующее время постепенно распространяются на более широкую площадь, и перед байосом охватывают уже почти весь Большой Кавказ (исключая осевую зону — Бзыбско-Казбекскую, по Д. И. Панову, 1976). Таким образом, трансгрессия нижнего и среднего лейаса, с которой связано начало альпийского цикла, уже к середине средней юры сменяется ясно выраженными регрессивными движениями. А локальные перерывы осадконакопления, отмечаемые в осевой зоне в тоаре, указывают на зарождение этого процесса.

В байосе происходит изменение состава накапливающихся отложений (рис. 10), поскольку на большей части Кавказа в это время проявилась интенсивная вулканическая деятельность, приведшая к образованию мощной порфиритовой свиты. Вулканогенные толщи байоса отлагались не только в геосинклинальных прогибах Большого и Малого Кавказа, но захватывали также и площадь разделявшего их среднего массива, хотя они и характеризуются здесь сокращенной мощностью. В пределах Большого Кавказа байосские отложения имеют вулканогенный состав только на южном борту прогиба, в северной части осадки этого возраста сохраняют, как и на предыдущих этапах, терригенный песчано-глинистый состав. Возможно, области разных фаций байоса уже в этот момент разделялись подводной геосинклинальной зоной, т. е. зарождавшимся центральным поднятием. С этим, очевидно, связаны следы кратковременного предбайосского перерыва осадконакопления (Панов и др., 1964; Кабанова и др., 1969; Панов, 1976).

В бате происходило сильное сокращение площадей прогибов за счет образования центральных поднятий в осевой части областей, прогибавшихся на предшествующем этапе (Кириллова и др., 1960; Панов, 1976). В остаточных небольших по площади прогибах накапливались терригенные песчано-глинистые отложения небольшой мощности — до 100—200 м. Область прогибания на Восточном Кавказе разделялась на два прогиба: 1) изометричный прогиб на севере, располагавшийся в пределах Дагестана и частично распространившийся на Предкавказье, и 2) узкий прогиб в виде трога, вытянутого вдоль южного склона. Геотектоническое расчленение Центрального Кавказа в конце средней юры было более сложным (Вахания, 1972; Нуцубидзе и др., 1972; Панов, 1976): в осевой части геосинклинального прогиба, в Сванетии, тоже возникло центральное поднятие, разделившее его на два прогиба — флишевый к северу и парагеосинклинальный в Абхазско-Рачинской зоне на юге. Кроме того, в это время в виде интрагеоантиклинального поднятия выдвинулся блок зоны Главного Кавказского хребта, отделивший Лабико-Малкинскую эпиплатформенную область от более южной части подвижной области (рис. 11).

Таким образом, в ранне- и среднеюрский этап развития Большой Кавказ завершает цикл вертикальных движений, начавшийся постепенно нарастающей и распространяющейся из осевой зоны трансгрес-

\* Д. И. Панов («Геология Большого Кавказа», 1976), установивший первоначально завышенные мощности лейаса в этом сечении, пересмотрел свои данные, и с учетом складчатой структуры по этому пересечению обосновал вдвое меньшую мощность этих толщ: 2200—2400 м вместо 4700 м. — Прим. автора.

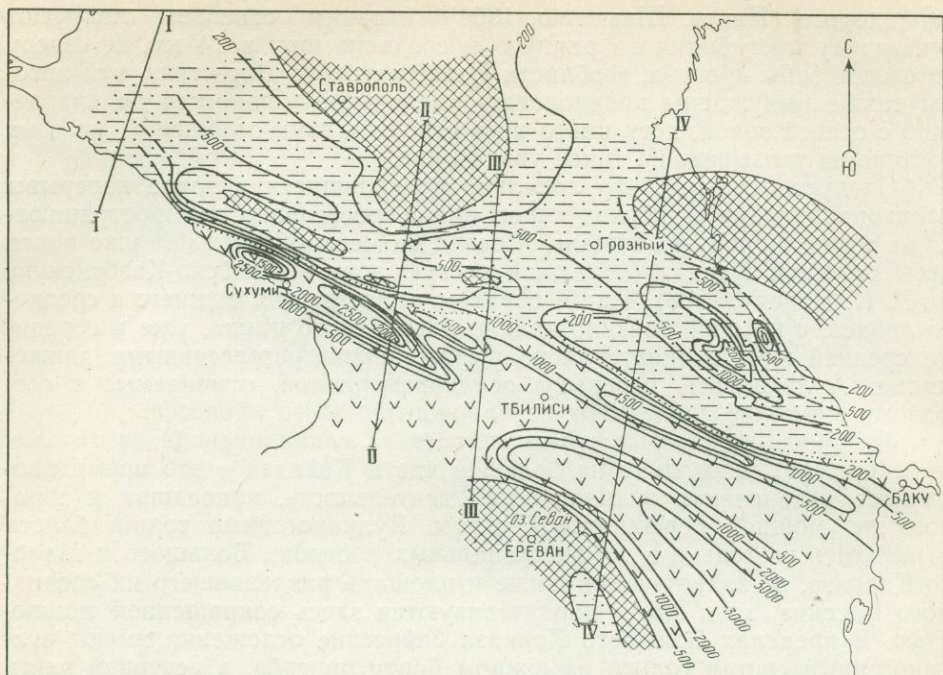


Рис. 10. Фации и мощности байоса Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

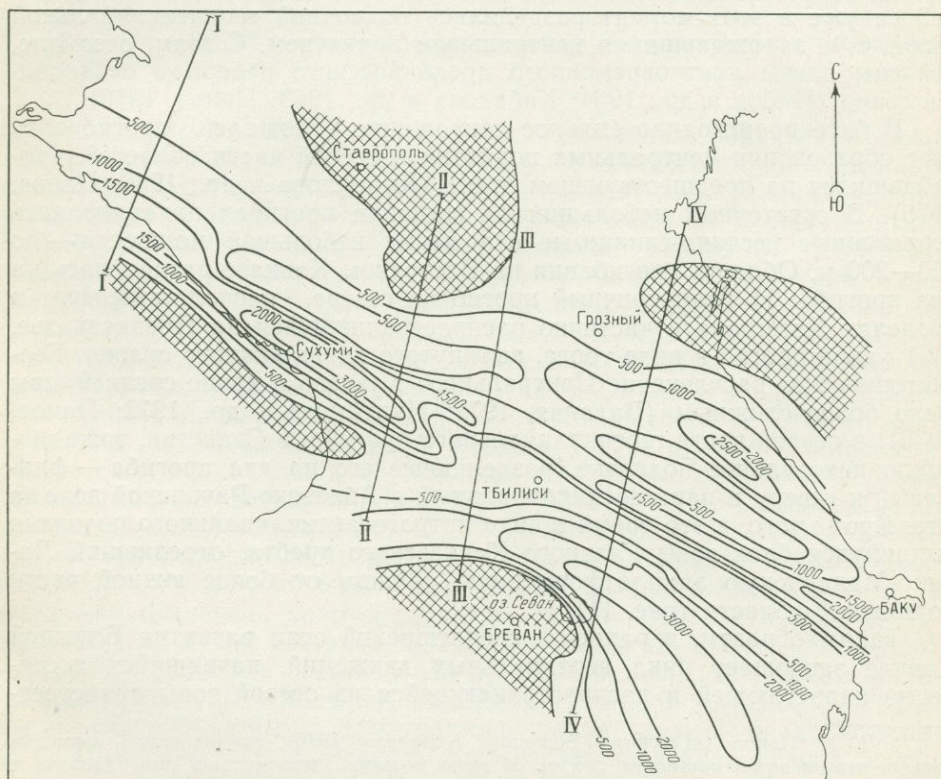


Рис. 11. Мощности отложений средней юры Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

сией и окончившийся общим воздыманием области и регрессией моря. Следует заметить, что как нисходящие движения, так и восходящие начинаются в осевой зоне геосинклинали, которая, очевидно, является наиболее активной частью подвижной области. Предвестники поднятий, как мы видели, возникают очень рано, еще на общем фоне интенсивного опускания и именно в осевой зоне геосинклинального прогиба. При этом частная инверсия развивается в осевой части прогиба Восточного Кавказа, разделяя здесь всю структуру Большого Кавказа на две части. На Центральном Кавказе частную инверсию с образованием центрального поднятия испытывает только прогиб южного склона — Сванетия, переходная зона Главного хребта, вообще прогибавшаяся менее интенсивно, только причленяется к центральному поднятию, не испытывая собственной частной инверсии. В этой зоне, имевшей на всем протяжении раннеальпийского этапа геосинклинальный режим, на рубеже средней и поздней юры эти тенденции проявились лишь яснее и она стала, по-видимому, геоморфологически выраженной геосинклиналью.

Переход от средней к поздней юре явился для Большого Кавказа, таким образом, переломным моментом, когда произошла перестройка геотектонического плана, выразившаяся в частной инверсии режима движений (рис. 12); к этому времени на Большом Кавказе закончилась раннеальпийская — доинверсионная стадия развития.

В поздней юре этот вновь созданный план распределения поднятий и прогибов сохраняется: к северу от центрального поднятия образовался обширный изометричный парагеосинклинальный бассейн с не-

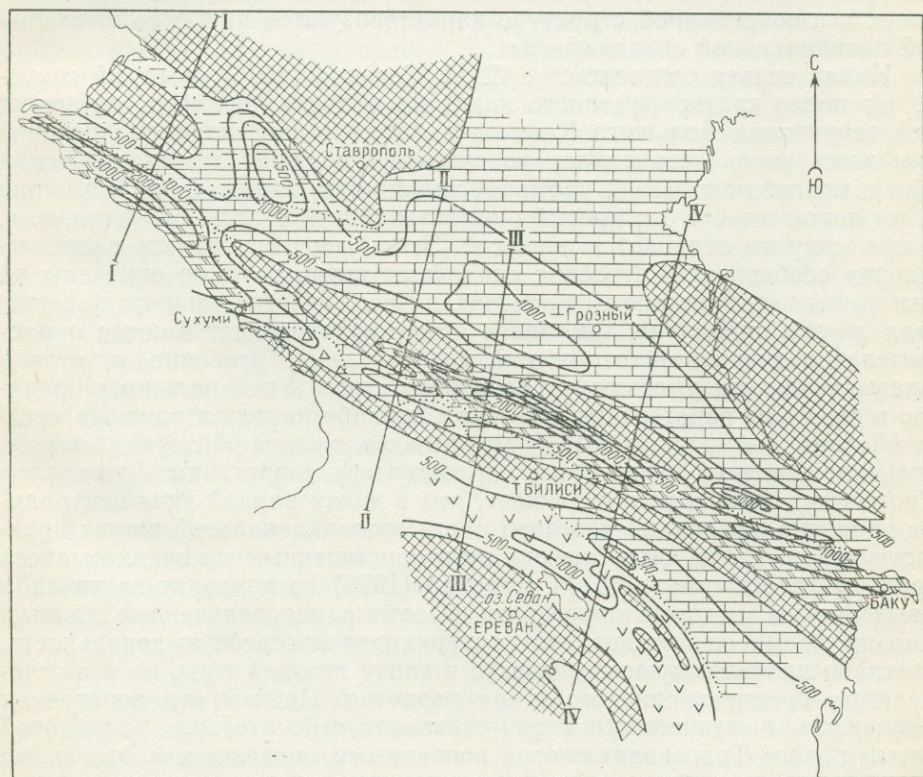


Рис. 12. Фации и мощности поздней юры Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

большой амплитудой прогибания, захватывающий Дагестан, Лабино-Малкинскую зону и южную окраину Предкавказья, а к югу от него — узкий флишевый трог со значительными мощностями отложений (Кириллова и др., 1960; Милановский, Хаин, 1963). В пределах геосинклинальной области состав отложений становится преимущественно карбонатным: песчанистые известняки и доломиты в северном прогибе и карбонатный флиш в южном. Вдоль простирания каждая из вновь созданных геотектонических зон разделилась на участки, прогибавшиеся с различной интенсивностью. В центральном поднятии наиболее приподнятыми оказались осевая часть Восточного Кавказа и ядро Сванетского антиклинория и примыкающая к нему зона Главного хребта, между ними западнее и восточнее расположились относительно прогнутые части этой в целом геоантиклинальной зоны (Кириллова и др., 1960; Гроссгейм, 1961). Флишевый трог, который с этого момента наследует черты типичного геосинклинального прогиба, тоже разделился поперечным поднятием в Сванетии на два прогиба — Чиауро-Дибрарский на Центральном и Восточном Кавказе и Новороссийский на Северо-Западном. Парагеосинклинальный прогиб на Северном Кавказе распался на два — западный и восточный. Таким образом, поперечная зональность продольных субширотных геотектонических зон, наметившаяся уже на первом доинверсионном этапе развития, четко проявилась в начале нового инверсионного этапа. Отметим, что относительно приподнятые поперечные участки совпадают с полосой современного Транскавказского поднятия и его западным ограничением; центральное поднятие возникло и развилось из тех частей геосинклинального прогиба, которые испытывали на предшествующем этапе максимальное прогибание, а в современной структуре характеризуются наиболее интенсивной изоклинальной складчатостью.

Никак нельзя согласиться с С. М. Седенко (1976), который считает, что после кратковременного поднятия и почти полного осушения всей территории Большого Кавказа в бате, с наступлением поздней юры здесь вновь установился по существу прежний геотектонический план с прогибом в осевой части геосинклинали, занимавшим примерно то же положение, что и прогиб раннеальпийской стадии развития, т. е. по существу им отрицается инверсия. Этот вывод основан на распространении особенностей строения осадочных толщ, которые отмечены на замыканиях геосинклинальной ванны, на всю область Большого Кавказа. Вряд ли это правильно, тем более этому противоречат данные о распределении мощностей отложений верхней юры, особенно отчетливо показывающие их уменьшение по направлению к центральному поднятию в северном парагеосинклинальном прогибе на территории Дагестана (Леонов, Логинова, 1956). Кроме того, положение областей размыва, установленное по распределению и характеру терригенных минералов (Гроссгейм, 1961) и показывающее, что в эпоху ранней юры центральное поднятие, возникшее в осевой части геосинклинальной ванны предшествующего этапа, было отнюдь не второстепенным источником сноса терригенного материала. С. М. Седенко (1976) не приводит каких-либо новых фактов, которые опровергли бы эти ранее полученные данные. В то же время он справедливо подчеркивает поперечную зональность, отчетливо проявляющуюся не только в эпоху поздней юры, но и в течение всего среднеальпийского этапа развития. Причем эта поперечная зональность, выразившаяся в существовании относительно приподнятой зоны в полосе Транскавказского поперечного поднятия, в отдельные эпохи проявляется более резко в виде полосы абсолютно приподнятых участков (неоком), в другие выражена слабее и видна только в относи-

тельно сокращенных мощностях отложений (Мордвилко, 1960—1962; Седенко, 1976).

В течение всего мела и в первую половину палеогена (палеоцен — эоцен) на Большом Кавказе сохраняются примерно те же геотектонические условия, которые возникли перед поздней юрой, т. е. в течение всего среднеальпийского этапа существовала продольная геоантиклинальная зона, разделявшая два прогиба (рис. 13, 14, 15). Опять-таки и в данном случае это не означает, что все это время центральное поднятие было геоморфологически выраженной областью размыва. Видимо, с начала мальма, когда это поднятие было приподнятой над уровнем моря зоной (келловей), к концу неокома испытало постепенное погружение (Мордвилко, 1960—1962; Гроссгейм, 1961). Однако с позднего баррема, и в особенности в апте и альбе снова усилились восходящие движения и центральное поднятие становится областью размыва (Гроссгейм, 1961). С начала позднего мела (сеноман — коньяк) в восточной половине Большого Кавказа происходит новое погружение центрального поднятия, в то время как в западной половине, в пределах блока Центрального Кавказа, оно остается приподнятым над уровнем моря. В сеноне позднемеловая трансгрессия, захватившая огромную площадь не только на Большом Кавказе, но и далеко за пределами его, приводит к тому, что центральное поднятие вновь относительно погружается, и геоантиклинальный характер этой зоны устанавливается только по сокращению мощностей отложений (Москвин, Семихатов, 1956; Гроссгейм, 1961).

Следует отметить, что относительные прогибания и воздымания центрального поднятия отражаются не только в распределении мощностей отложений и составе терригенных минералов в осадках, но и связаны с изменением фациального состава осадков, накапливавшихся в соседних с ним прогибах. В периоды относительного прогибания возрастает содержание карбонатов в отложениях (мальм — неоком, поздний мел), в периоды относительного приподнятого положения этой зоны накапливаются преимущественно терригенные осадки (бат — келловей, апт — альб). В южном флишевом трое на протяжении среднеальпийского этапа происходило интенсивное прогибание, причем по-прежнему зона прогибания разделялась перемычкой и существовало два разобщенных прогиба — Новороссийский на западе и Чиауро-Диббарский на востоке. В раннем мелу первый из них расширился, захватив весь блок Северо-Западного Кавказа и прилегающую часть Предкавказья. Состав осадков менялся не очень сильно и оставался преимущественно карбонатным, но в отдельные периоды отлагались толщи терригенного флиша (готерив — баррем, апт — альб), иногда возникали подводные вулканические излияния, прослаивающие флишевую толщу вулканическим материалом (сеноман — турон в Чиауро-Диббарском прогибе).

К северу от центрального поднятия продолжал свое развитие парагеосинклинальный прогиб, где накапливались осадочные образования сравнительно небольшой мощности. На протяжении всего мелового времени и здесь преобладал карбонатный состав осадков. Однако иногда накопление известняков и доломитов чередовалось с формированием терригенных пород. В районе Ставропольского поднятия Предкавказский прогиб разделялся поперечной перемычкой на два бассейна, из которых восточный — Дагестанский — прогибался более интенсивно, и в нем начался конседиментационный рост складок. В позднем мелу установились сходные условия осадконакопления в прогибах, прилегавших с севера к центральному поднятию, и на соседней части платфор-

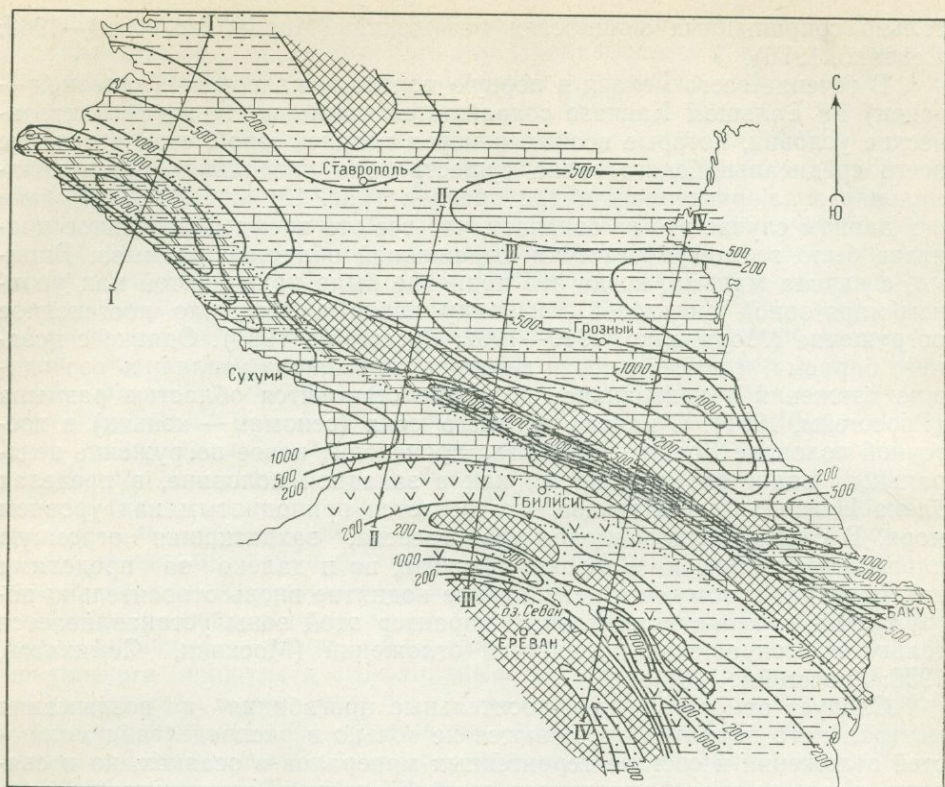


Рис. 13. Фации и мощности раннего мела Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

мы, что привело к повсеместному накоплению однообразных пелитоморфных мергелистых известняков (см. рис. 14).

В меловое время стал областью прогибания и Закавказский срединный массив. В раннем мелу трансгрессия захватила западную часть массива, а в позднем мелу распространилась на восток и вовлекла в погружение всю эту зону, однако мощности накапливавшихся здесь осадков были невелики (первые сотни метров). Карбонатные осадки Закавказья, как и отложения того же возраста в Предкавказском прогибе, соответствуют фациям открытого моря.

В палеоцен — эоцене на Большом Кавказе сохраняется в целом тот же геотектонический план. Однако в самом конце среднеальпийской стадии — в позднем эоцене — происходит увеличение интенсивности прогибания и в северном и в южном флишевом прогибах. Это, очевидно, связано с возрастанием контрастности движений, вызванном усилением роста поднятий, и привело к тому, что в прогибах не только увеличиваются мощности отложений, но и накапливаются формации с большим количеством терригенного материала, чем на предшествующих этапах. Вдоль южного борта флишевого прогиба образуется специфическая формация дикого флиша (М. Г. Леонов, 1975 г.).

Таким образом, среднеальпийская стадия развития, охватывающая отрезок времени от поздней юры до конца эоцена, характеризуется частой инверсией в геосинклинальных прогибах, развивавшихся на ранней стадии, а затем непрерывной борьбой противоположно направленных движений — опускания и поднятия. Это привело к общему сниже-

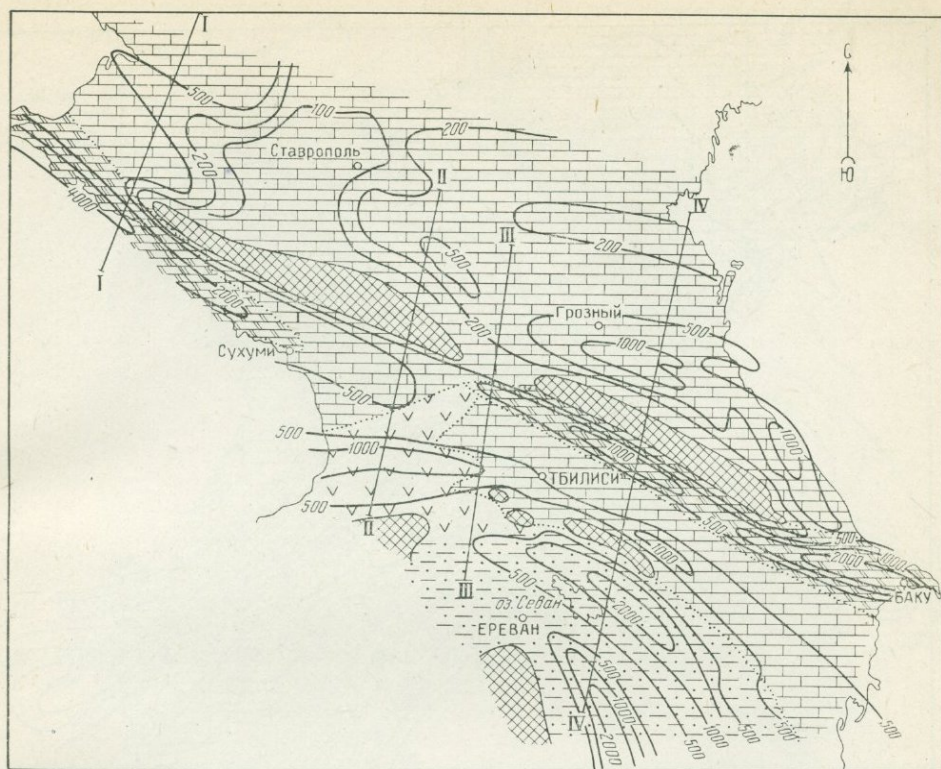


Рис. 14. Фации и мощности позднего мела Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

нию интенсивности прогибаний по сравнению с раннеальпийской стадией, к некоторому выравниванию условий осадконакопления, особенно отчетливо проявившемуся в позднем мелу, и к уменьшению общей контрастности движений. В то же время степень дифференцированности движений (расчлененность площади), по-видимому, возрастала.

С начала олигоцена на Большом Кавказе началась новая стадия развития — позднеальпийская, или орогенная, которая по интенсивности движений может быть разделена на два этапа: 1) раннеорогенный (олигоцен — средний сармат) и 2) позднеорогенный, или новейший (поздний сармат — антропоген).

В олигоцене центральное поднятие на Большом Кавказе впервые стало единой в орографическом выражении зоной, которая разрасталась в ширину, постепенно захватывая прилегающие прогибы (рис. 16). Состав отложений, накапливавшихся в этих прогибах, свидетельствует о том, что Большой Кавказ в это время был еще довольно низкой суши — обломочный материал здесь тонкодисперсный, типичный для нижней молассовой формации (майкопская свита). Наибольшее воздымание испытал блок Центрального Кавказа, который вовлек в поднятие соседние участки эпигерцинской платформы (Лабино-Малкинская зона) и Закавказского срединного массива (Окрибо-Сачхерское поднятие).

Предкавказский краевой прогиб в начале раннеорогенного этапа представлял собой единый бассейн, скорость прогибания которого постепенно возрастала. С течением времени прогиб становился асимметричным: часть его, прилегающая к Кавказу, прогибалась быстрее; с

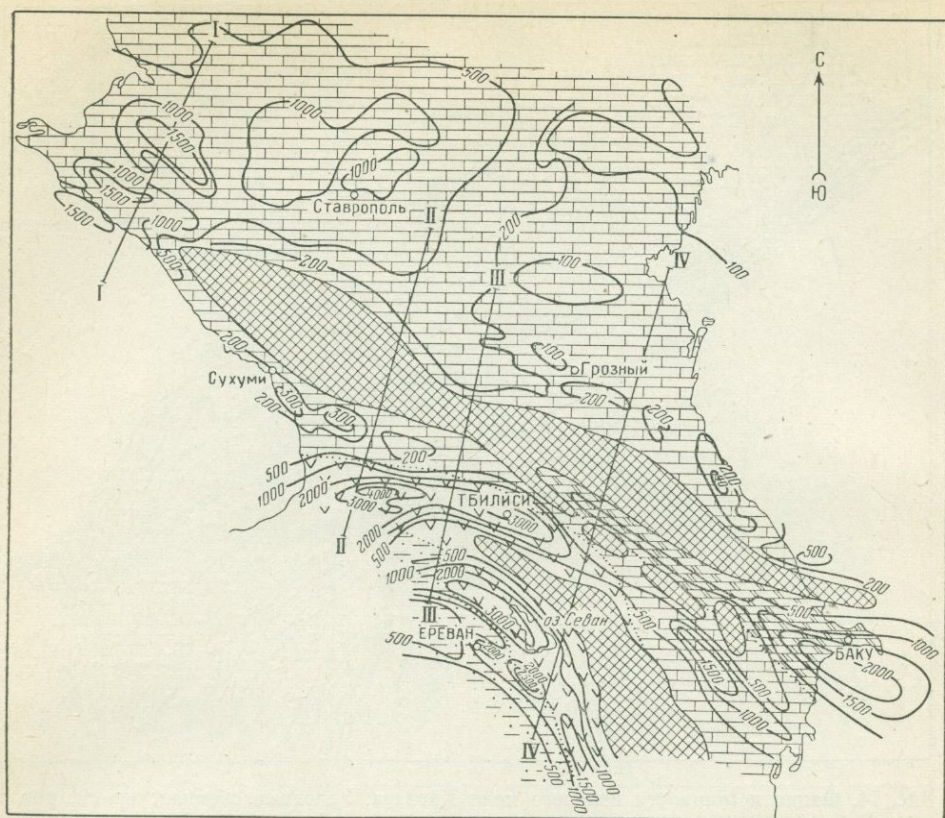


Рис. 15. Фации и мощности палеоцена — эоцена Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

конца миоцена относительно приподнятый участок Ставрополя разделил прогиб на две самостоятельно развивавшиеся впадины: Кубанскую и Терско-Каспийскую. В конце миоцена к Ставропольскому поднятию примкнула и Восточно-Кубанская впадина; с этого момента Предкавказский прогиб приобрел основные черты своей современной структуры.

Позднеорогенные движения довольно четко фиксируются в различных частях Большого Кавказа по преобладанию грубообломочного материала и возрастанию мощности верхнесарматских отложений (по сравнению с более древними — раннеорогенной стадии развития), по налеганию их на более древние с разрывом, что было связано со значительным увеличением площадей поднятий, возникших в позднем миоцене на месте прогибов. В новейшую стадию развития Кавказа ведущая роль перешла к восходящим движениям, а в прогибах накапливались отложения верхних моласс, материал для которых поступал преимущественно с внутренних поднятий. Формировались структуры краевых прогибов и межгорных впадин, широко проявлялась поперечная геотектоническая зональность, интенсивно проявился вулканизм. В результате Большой Кавказ превратился в горную область, которую обрамляют системы впадин или прогибов с относительно выровненным рельефом.

В настоящее время общепринятым методом изображения новейших тектонических движений является построение карт в изолиниях, отра-

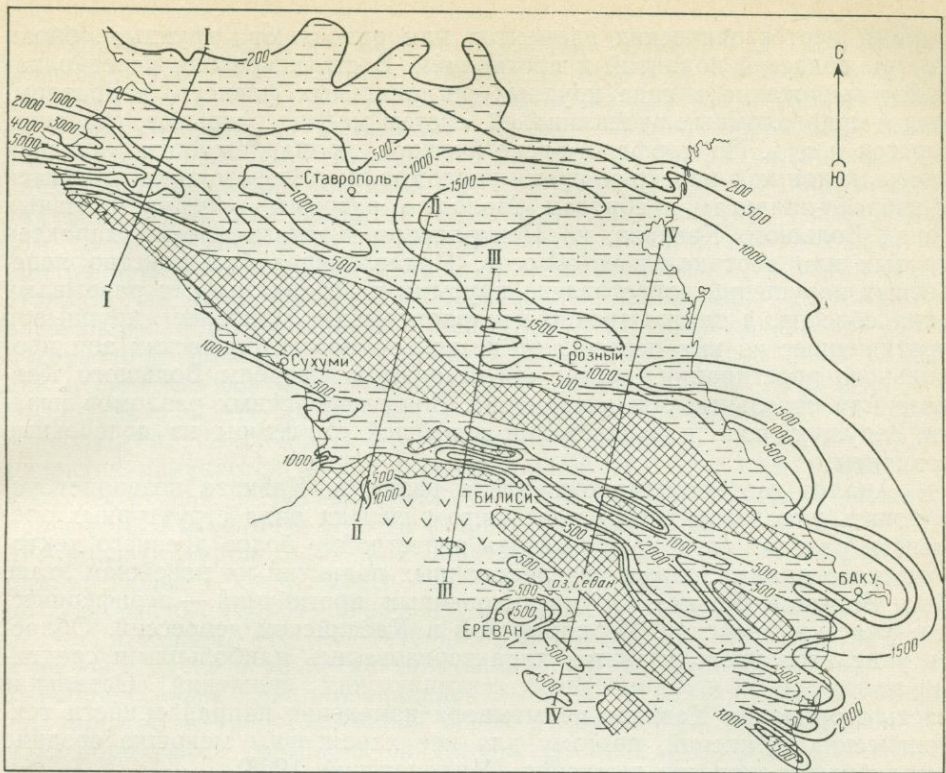


Рис. 16. Фации и мощности олигоцена — миоцена Кавказа. Условные обозначения см. рис. 8

жающих амплитуду деформаций определенной поверхности, бывшей до начала неотектонического этапа субгоризонтальной. Мы воспользовались картой неоген-четвертичных движений (рис. 17—см. вкладку), составленной Е. Е. Милановским (1968). При ее построении в качестве исходной была принята поверхность рельефа позднемиоценового возраста, который отличался небольшими относительными и абсолютными высотами. Об этом свидетельствуют состав отложений, накапливавшихся в пределах областей прогибания Кавказа вплоть до начала верхнего сармата, а также останцы этого рельефа, сохранившиеся в ряде мест до настоящего времени. Наименьшие площади развития древнего рельефа приурочены к областям интенсивных новейших поднятий Большого Кавказа: он обнаружен на востоке Шахдагской денудационной ступени на высотах до 3500 м, в центральной части под плиоценовыми эффузивными и ледниковыми образованиями в районе Эльбруса и по периферии Большого Кавказа в области развития сарматских отложений.

Крупнейшими элементами новейшей структуры Большого Кавказа являются сводово-глыбовые поднятия разного порядка, разделенные сложно построенными прогибами. Установлено, что относительно просто построенные крупнейшие элементы структуры осложнены многочисленными флексуобразными перегибами (см. рис. 17). Последние по большей части унаследованы от предшествующих этапов развития Кавказа. Наиболее значительные по протяженности и амплитуде новейшего перемещения разрывы имеют продольное расположение и служат гра-

ницами неотектонических элементов или разделяют крупные блоки внутри областей поднятий и прогибаний. В структуре они нередко находят выражение в виде крупных региональных флексур, надразломных и приразломных антиклиналей, систем мелких разрывов, грабенов, горстов и т. д. По морфолого-генетической принадлежности большая часть активных в новейшее время разломов продольного типа относится к взбросо-надвигам и сбросам. Молодые разрывы в периклинальных зонах Большого Кавказа, на Центральном Кавказе имеют характер крутых или вертикальных сбросов. Подавляющее большинство поперечных нарушений представлено крутыми и вертикальными разрывами типа сбросов, а также трещинами растяжения. Наиболее крупные и протяженные из них пересекают несколько неотектонических зон продольного простирания, другие не выходят за пределы Большого Кавказа или отдельных зон внутри них. Зоны поперечных разломов играют ведущую роль в расчленении новейшей структуры на поперечные сегменты.

Анализ неотектонического этапа развития Кавказа позволяет установить унаследованность новейшего развития ряда структурных элементов разного порядка и выявить перестройку более древнего тектонического плана. Зонами унаследованных поднятий на новейшем этапе был Большой Кавказ, а унаследованных прогибаний — периферические участки Азовской, Черноморской и Каспийской депрессий. Области унаследованного развития характеризовались наибольшими средними амплитудами и скоростями тектонических движений. Остальная часть территории Кавказа испытывала изменение направленности тектонических движений, поэтому для нее характерны меньшие средние амплитуды и скорости движения (Милановский, 1968).

Основное направление развития Кавказа на новейшем этапе — последовательное ослабление роли продольной и усиление роли поперечной тектонической зональности: движения положительного знака концентрировались в зоне Транскавказского поперечного поднятия, а отрицательного — в поперечных Каспийской и Азово-Черноморской впадинах. В первую фазу проявления новейших движений (поздний сармат — средний плиоцен) расширилось Ставропольское поперечное поднятие, прекратилось осадконакопление в Восточно-Кубанском прогибе и в Верхне-Куруинской впадине; Дзирульское поднятие сочленилось с Окрибо-Сачхерским и с поднятием Большого Кавказа. Одновременно усилились опускания в наиболее удаленных от центральной части Кавказской области зонах Предкавказья и Закавказья. К концу второй фазы (поздний плиоцен) опускания прекратились на большей части Кубанской и Западно-Терской впадин, Рионской впадины и в осевой части Средне-Куруинской впадины. К концу третьей фазы (антропоген) зона Транскавказского поднятия охватывала по существу большую часть региона, а прогибания продолжались лишь в небольших участках периферической зоны акваторий Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов. Одновременно с этим в течение новейшего этапа расширилось поднятие Большого Кавказа, в которое оказались втянутыми периклинальные зоны, Минераловодский выступ, Восточно-Кубанский прогиб, Рача-Лечхумский прогиб, Окрибо-Сачхерское поднятие, Абхазо-Мегрельская зона, зона Третичных предгорий Дагестана, часть Курсарского сегмента краевого прогиба. На некоторых участках региона имел место и обратный процесс — вовлечение поднятий в опускания. Иногда это явление отмечается во внутренних частях горных областей Большого Кавказа, чаще же оно проявляется в захвате опусканиями их периферических зон.

Кратко суммируя все сказанное, еще раз подчеркнем, что альпийский цикл геотектонического развития на Большом Кавказе четко делится на три стадии: 1) доинверсионную, характеризующуюся преобладанием нисходящих движений (ранняя — средняя юра), 2) стадию частной инверсии геотектонического режима и борьбы восходящих и нисходящих движений (поздняя юра — эоцен), 3) стадию общей инверсии и преобладания поднятий (олигоцен — антропоген). Таким образом, на протяжении всего альпийского цикла отчетливо проявляется периодичность вертикальных движений первого порядка, которая и составляет, по существу, цикл колебательных движений. Тектоническое развитие области, начавшись с общей трансгрессии и связанного с ней погружения, прошло через сложную стадию знакопеременных движений и завершилось общим воздыманием и регрессией. Однако, как можно было видеть, на эту общую периодичность накладывается периодичность или цикличность более высокого порядка. Каждая стадия развития начинается крупной региональной трансгрессией и завершается регрессией, и таким образом каждая отдельная стадия является проявлением этой цикличности второго порядка. В течение второй стадии развития происходит даже два колебательных цикла второго порядка: первый — от начала поздней юры до границы между ранним и поздним мелом (альб — сенман), второй — с середины позднего мела до конца эоцена. Эти колебательные циклы второго порядка сказываются не столько в распределении мощностей отложений, сколько в изменении состава накапливающихся осадков. В начале каждого цикла накапливается трансгрессивная серия отложений, а в некоторых случаях образуются формации, свидетельствующие, по-видимому, о некомпенсированности прогибания (глинистые толщи среднего лейаса, верхнеюрско-валанджинские толщи флиша). Завершается каждый цикл накоплением осадков с ясно выраженными признаками «перекompенсации» — угленосные толщи, лагунные фации (регрессивные серии).

Взаимное наложение периодически двух порядков выявляется достаточно четко только при анализе истории развития всего Большого Кавказа. Как самый крупный цикл колебательных движений — альпийский, так и осложняющие его циклы второго порядка могут быть установлены при рассмотрении истории всех структурных зон региона в их взаимосвязи, поскольку эти циклы колебательных движений, во-первых, охватывают весь Большой Кавказ в целом, а во-вторых, в соседних структурных зонах происходят сопряженные разнонаправленные движения. Для каждой структурной зоны в отдельности при более детальном анализе ее развития могут быть выявлены еще более мелкие циклы — третьего и четвертого порядков, которые, однако, уже не будут синхронными для всего Большого Кавказа, и их проявление будет четко связано с той или иной тектонической зоной. Так, например, более дробная периодичность движений установлена в ранне- и среднеюрское время для южной части Скифской плиты (Фролов, 1965; Ростовцев, Никанорова, 1970; Панов, 1976). Сложное сочетание цикличности разных порядков (до четвертого) выявлено для этой же зоны в раннем и в позднем мелу (Мордвилко, 1960—1962; Москвин, Семихатов, 1956).

На протяжении всего альпийского цикла отчетливо проявляется продольная зональность Большого Кавказа. При этом окраины региона — южная часть эпигерцинской Скифской плиты и северная периферия Закавказского массива — испытывают колебательные движения меньшей амплитуды, чем внутренняя, собственно геосинклинальная зона Большого Кавказа. Эта продольная зональность отражается и в

формациях, характерных для каждой зоны. Для внутренней подвижной зоны типичны геосинклинальные формации (аспидно-сланцевая, флишевая), а для окраинных более устойчивых областей — субплатформенные терригенные и карбонатные комплексы пород.

Важной закономерностью развития региона в течение альпийского цикла является миграция во времени распространения локальных и региональных стратиграфических и угловых несогласий. В то время, как на раннеальпийской стадии развития перерывы осадконакопления появляются чаще всего в окраинных зонах, а осевая часть прогиба, по существу, характеризуется непрерывным осадконакоплением, в течение среднеальпийской стадии перерывы осадконакопления сосредоточиваются в пределах осевой зоны, вокруг растущего центрального поднятия. И, наконец, на заключительной стадии (позднеальпийской), когда в поднятие постепенно вовлекается вся область, стратиграфические и угловые несогласия вновь смещаются в сторону окраинных зон. Эта закономерность тесно связана с миграцией зон максимального прогибания и, как следствие — с миграцией времени начала инверсии и момента начала складкообразования в разных зонах геосинклинальной области (Сорский, 1963, 1964). При всей сложности и неравномерности этих процессов (инверсии и складкообразования) может быть намечена некоторая тенденция их развития, выражающаяся в том, что и инверсия геотектонического режима, и развитие процесса складкообразования идут из внутренних зон геосинклинали Большого Кавказа к его периферии (Кириллова и др., 1960; Сорский, 1963, 1964).

Наиболее ранняя для альпийского цикла складчатость возникла в центральной осевой части раннеальпийского геосинклинального прогиба. К началу поздней юры, когда верхнеюрские отложения повсюду ложатся на нижележащие толщи с угловым несогласием, и с тем большим, чем ближе к осевой зоне поднятия располагается такой контакт (Шолпо, 1962, 1964), складки в отложениях нижней и средней юры были уже в основном сформированы. В мелу в северном парагеосинклинальном прогибе начинается формирование конседиментационных брахиформных поднятий и прогибов, а в южном (флишевом) прогибе происходит интенсивное непрерывное прогибание, на фоне которого невозможно отметить какой-либо рост структур. Только в конце эоцена, в то время когда в окраинной части флишевого трога формируется «дикий флиш», в центральной его части, видимо, начинаются поднятие и деформация пород (Леонов, 1975). На рубеже второй и третьей стадии, в конце эоцена — начале олигоцена оба эти прогиба причленяются к растущему центральному поднятию, и в осадочных толщах, заполнявших эти прогибы, в это время формируется складчатость в ее современном виде. В то время как северный прогиб втягивается в общее поднятие, не испытывая собственной частной инверсии, в южном — флишевом — частная инверсия имеет место, хотя и в ослабленном, неполно развитом виде.

В миоцене в процесс поднятия, сопровождающийся складкообразованием, втягиваются отдельные части передового и межгорного прогибов. Предпозднеплиоценовые движения привели к формированию брахискладок в так называемых Третичных предгорьях, обрамляющих в современной структуре мегантиклинорий Большого Кавказа (Сорский, 1963).

Отчетливо выражена на протяжении всего рассматриваемого времени и поперечная зональность Большого Кавказа. Западный Кавказ на всех этапах альпийского цикла прогибался относительно меньше, чем Восточный, что соответствует существующему в современной струк-

туре Транскавказскому поперечному поднятию. Как уже отмечалось выше, поперечное расчленение Большого Кавказа наложено на преобладающую продольную зональность и как бы «просвечивает» сквозь нее. Причем на разных стадиях развития поперечная зональность проявляется то сильнее, то слабее. Так, четкое проявление поперечной зональности отмечается в тоаре — аалене, в неокоме и в особенности в неоген — четвертичное время.

#### МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ РЕЖИМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Режим вертикальных тектонических движений — один из важнейших признаков при классификации тектонических зон. Он включает две меры: интенсивность, т. е. величину перемещения по вертикали отдельных участков земной коры в течение определенного промежутка времени, и контрастность, или различия в интенсивности вертикальных тектонических движений соседних участков или блоков земной коры относительно друг друга.

Несмотря на бесспорные достоинства метода анализа фаций и мощностей отложений, в некоторых случаях его недостаточно для оценки режима тектонических движений. Будучи по существу количественным, он дает возможность анализировать колебательные движения только для одного определенного интервала времени. Сравнение режима колебательных движений одной и той же территории в разные отрезки времени по картам изопахит может быть сделано только качественно. Кроме того, сопоставление истории развития различных областей по таким картам также будет недостаточно точным, хотя карты мощностей в изопахитах содержат все необходимые данные для получения количественных характеристик режима вертикальных движений.

Основной недостаток этого метода — невозможность учесть продолжительность отрезков времени при сравнении разных этапов развития. Поэтому уже неоднократно предпринимались попытки количественной оценки режима колебательных движений с учетом данных абсолютной геохронологии (Ронов, 1949; Гзовский, Крестников и Рейснер, 1959; Варданыц, 1963). Однако при этом всегда характеризовалась только одна из мер тектонического режима: либо интенсивность движений — скоростью, либо их контрастность — градиентом скорости. Кроме того характеристика режима, как правило, основывалась на точечных значениях скорости или градиента, полученных по максимальным значениям мощностей или градиента мощностей. Для всесторонней оценки режима вертикальных движений следует иметь данные по изменению скоростей движений для всей площади изучаемой территории. Важно получить количественную характеристику режима вертикальных движений на каждом этапе, причем такую, которая позволила бы оценить и интенсивность, и контрастность движений. Методика определений количественных оценок режима вертикальных движений была предложена автором несколько лет назад (Шолпо, 1969, 1972) и применена для анализа развития Кавказа в альпийском цикле; позже она была использована для анализа развития Западно-Сибирской платформы в мезозое (Максимов, Рудкевич, 1971) и палеозойского развития Южного Тянь-Шаня (Рогожин, Шолпо, 1974).

Данные по абсолютному возрасту, полученные за последние годы, позволяют в настоящее время пересчитывать мощности отложений в скорости осадконакопления довольно уверенно, используя при этом достаточно дробные единицы геохронологических подразделений («Абсо-

лютный возраст геологических формаций», 1964; Афанасьев, Зыков, 1975).

В общем случае частное от деления мощности отложений на время даст скорость осадконакопления, которая, однако, будет отличаться от истинной, поскольку для этого требуется еще ввести поправки на уплотнение осадков в процессе диагенеза и на глубину их отложения (так называемые денсиметрические и батиметрические поправки). Эти поправки будут тем больше изменять получаемый результат, чем меньше мощности толщ накапливающихся за тот или иной отрезок времени, т. е. наиболее существенно они могут изменить скорость осадконакопления при оценке платформенных условий. Мы же имеем дело с геосинклинальными и парагеосинклинальными условиями. Кроме того, поскольку в данном случае нам не так уж важно знать истинную физическую скорость осадконакопления, а мы стремимся получить лишь сравнительную характеристику режима движений, можно считать, что эти поправки для разных эпох будут более или менее близки и мало скажутся на конечных результатах.

При оценке скорости осадконакопления мелководных осадочных образований, формирующихся в условиях примерной компенсации прогибания накоплением осадков, она может быть отождествлена со скоростью прогибания, и эти термины могут считаться синонимами. Для Большого Кавказа на протяжении мезо-кайнозоя большей частью характерны именно такие условия. Для тех же небольших интервалов времени, для которых можно предполагать некомпенсированное прогибание, скорость его будет выше, чем скорость осадконакопления. Однако это существенно лишь тогда, когда такой отрезок времени рассматривается отдельно (ранний и средний лейас). Тогда же, когда взят больший интервал времени, чем этап некомпенсации, скорость прогибания будет снова близка к скорости осадконакопления (поздняя юра и мел для флишевого трога) за счет усреднения процесса. Эти обстоятельства позволяют нам при рассмотрении альпийской истории Большого Кавказа считать скорости осадконакопления и скорости прогибания почти синонимами.

Построение карты скоростей осадконакопления или скоростей прогибания основывается на картах мощностей отложений в изопакитах и сводится к простому пересчету мощностей в скорости. При этом каждая изопакита получает новое наименование и становится уже линией равных скоростей или изотахой (Варданянц, 1963). Однако удобнее задаться определенными интервалами скоростей, через которые будут проводиться изолинии, и вычислить соответствующие им мощности. При отрезках времени в первые десятки миллионов лет ( $20-40 \cdot 10^6$  лет) достаточным интервалом скорости будет 0,05 мм/год, что соответствует мощностям от 1000 до 2000 м. При сравнительно небольших мощностях отложений изопакиты на картах часто проводятся через меньшие интервалы (500, 200 и даже 100 м). В этом случае на картах скоростей окажутся изображенными только основные крупные прогибы и поднятия в сильно обобщенном виде. Можно было бы попытаться взять более дробные интервалы скорости, однако точность данных абсолютной геохронологии и обобщения, уже содержащиеся на картах изопакит, делают чрезмерную детализацию при построении карт распределения скоростей неоправданной.

По серии схематических карт фаций и мощностей отложений (см. рис. 8—17) нами построены карты распределения скоростей прогибания территории Кавказа для всего альпийского цикла развития (рис. 18—см. вкладку). В соответствии с предложенной Г. Д. Афанасьевым и

С. И. Зыковым (1975) абсолютной геохронологической шкалой мезокайнозойский цикл развития был разделен на девять отрезков времени. Юрский период, продолжительность которого исчисляется в  $53 \cdot 10^6$  лет, шкала абсолютного возраста дает возможность разделить на четыре интервала. Ранняя и средняя юра делится на три интервала: ранний и средний лейас ( $13 \cdot 10^6$  лет), поздний лейас — аален ( $8 \cdot 10^6$  лет) и байос и бат ( $11 \cdot 10^6$  лет); поздняя юра, продолжительностью  $21 \cdot 10^6$  лет, выделена отдельно. Меловой период разделен на два интервала, соответствующие стратиграфическим эпохам раннего и позднего мела, так как в абсолютной шкале возраст границы между альбом и сеноманом устанавливается довольно уверенно; продолжительность раннего мела  $32 \cdot 10^6$  лет, позднего  $34 \cdot 10^6$  лет. Для кайнозоя при построении карт скоростей осадконакопления взяты следующие интервалы: палеоцен — эоцен  $29 \cdot 10^6$  лет, олигоцен — средний миоцен  $19 \cdot 10^6$  лет и поздний миоцен — четвертичное время  $18 \cdot 10^6$  лет.

Скорость прогибания, определенная как частное от деления мощности на время, является осредненным результатом сложной гаммы знакопеременных движений. Чем более дробные и мелкие интервалы времени берутся для вычисления скорости нисходящих движений, тем больше значение скорости приближается к истинному, так как меньшим интервалам времени, как правило, соответствует более непрерывный разрез осадков. При вычислении скорости за более продолжительные интервалы времени абсолютное значение скорости может уменьшаться за счет большего количества перерывов в осадконакоплении и знакопеременных движений.

На основании карт скоростей осадконакопления в альпийское время могут быть сделаны количественные оценки режима колебательных движений Кавказа, позволяющие в сравнимых величинах сопоставлять различные этапы развития. Таким образом, карты скоростей являются дополнением к схематическим картам фаций и мощностей (см. рис. 18). На картах скоростей прогибания отчетливо видно, что доинверсионный этап развития существенно отличается от всех последующих. Значительная часть площади Кавказа (25%) в раннем и среднем лейасе охвачена прогибанием со скоростями от 0,05 до 0,10 мм/год, а в центральных частях ванн восточной половины Большого Кавказа и на Западном Кавказе скорости прогибания превышают 0,25 мм/год. Однако следует помнить, что именно в это время в осевой части прогиба Большого Кавказа возможно некомпенсированное прогибание, и скорости его в действительности могут быть больше. В тоаре и аалене осевые части геосинклинального прогиба имеют максимальные значения скоростей, превышающие 0,50—0,60 мм/год. После частной инверсии процесс осадконакопления на территории Кавказа замедляется. В последующие интервалы времени (поздняя юра, ранний мел, поздний мел, палеоцен — эоцен) наблюдается сходное распределение скоростей. Для большей части территории характерны скорости от 0 до 0,05 мм/год, а максимальные скорости не превышают 0,15 мм/год, причем на долю этих относительно высоких скоростей приходится очень небольшая часть площади. Во время общей инверсии скорости прогибания также не выходят за пределы 0,15 мм/год, однако на долю более высоких скоростей, превышающих 0,05 мм/год, приходится уже большая часть площади, чем в предшествующий этап развития.

В позднеорогенную стадию большая часть территории Кавказа была сухой, растущей горной страной. Осадконакопление происходило лишь в Предкавказском передовом прогибе и в межгорных прогибах Риони и Куры. Скорости осадконакопления в них были довольно высо-

кие: они достигают 0,20 мм/год, а в Куринском прогибе даже превышают 0,50 мм/год.

Как ясно из сказанного, на картах скоростей прогибания выявляются в более обобщенном виде те же самые закономерности, которые устанавливаются и при анализе карт мощностей. Вместе с тем данные, показанные на картах распределения скоростей, дают возможность получить количественные параметры, которые позволят сравнивать между собой не только разные этапы развития данной территории, но и будут служить критерием для сопоставления режима колебательных движений в различных областях. Для их получения в пределах рассматриваемой территории были измерены площади участков, прогибавшихся с разными скоростями в течение того или иного этапа развития. В данном случае измерялись площади, занятые различными интервалами скоростей, только в пределах Большого Кавказа. На севере граница измеряемой площади проведена по зоне сочленения альпийской структуры Большого Кавказа с эпигерцинской Скифской платформой. Южное ограничение показано примерно посередине Курино-Рионского межгорного прогиба. На западе и востоке естественными границами служат периклинальные погружения Большого Кавказа, однако на наших картах эти границы для простоты проведены прямолинейно (на всех схемах скоростей границы измеренной площади обозначены пунктирной линией — см. рис. 18).

Для первого — доинверсионного — этапа развития все измерения и дальнейшие расчеты сделаны для всей геосинклинальной ванны в целом. Начиная со второго этапа развития площади измерялись отдельно для бассейна северного склона и отдельно для флишевого прогиба южного склона. Соответственно для каждого прогиба получена своя характеристика режима вертикальных движений.

Данные измерений могут быть представлены в виде диаграммы, на которой показано распределение площади прогибов по интервалам скоростей прогибания (рис. 19). По горизонтали для каждого отрезка времени отложена доля площади в процентах ( $\Delta S/S\%$ ), вдоль вертикальной оси располагается шкала скорости. Гистограммы, составленные для каждого из выбранных отрезков времени, наглядно показывают изменение степени подвижности области Большого Кавказа в альпийском цикле.

Типичная геосинклинальная область с резкой дифференциацией вертикальных движений и большой их контрастностью должна теоретически характеризоваться на гистограмме кривой, которая будет захватывать широкий диапазон скоростей. Платформенная же область, где на обширных площадях скорости вертикальных движений изменяются мало, будет соответствовать на такой гистограмме какому-то узкому интервалу скоростей с очень небольшими отклонениями от максимума. Таким образом, гистограмма показывает степень подвижности области, или, иными словами, большую или меньшую «гибкость» земной коры исследуемой области.

На гистограммах распределения площади по интервалам скоростей прогибания на Большом Кавказе (см. рис. 19) отчетливо выделяются те же три этапа развития в альпийском цикле, которые можно установить на основании анализа карт фаций и мощностей. В этом смысле мы как будто не получили ничего нового. Однако на этих гистограммах в одной системе единиц и в сопоставимой количественной форме выступает на первый план именно эта степень или мера подвижности области, мера гибкости или жесткости ее. На первых трех гистограммах — доинверсионный этап — они растягиваются на очень широкий диапазон скорос-

тей, максимально в тоаре — аалене. На втором этапе — инверсионном — диапазон скоростей резко сокращается, при этом постоянно на протяжении всего этапа южный (флишевый) прогиб обнаруживает большую подвижность, чем северный. На заключительном — орогенном — этапе вновь мы видим общее возрастание подвижности, но теперь уже северный — передовой — прогиб оказывается более подвижным, чем южный — межгорный. Оценка интенсивности тектонических движений на инверсионном этапе развития, когда, как отмечалось, происходит борьба противоположно направленных вертикальных движений — поднятия и опускания, по суммарному результату близка к платформенным. И только начальный и конечный этапы оказываются по настоящему геосинклинальными: первый при общем преобладании опусканий, второй — на фоне все возрастающих поднятий.

По данным распределения площади по скоростям можно получить и более краткую характеристику интенсивности режима нисходящих движений для каждого интервала времени. Для этого следует вычислить среднее значение скорости. Физический смысл средней скорости достаточно ясен и не требует пояснений. В данном случае средняя скорость должна определяться методом средневзвешенного, так как необходимо учитывать, какая доля площади прогибается с той или иной скоростью.

Средняя скорость вычисляется по формуле

$$\bar{v} = \sum v_i \cdot \Delta S_i / S.$$

Вычисленные значения средневзвешенной скорости для разных интервалов времени для Большого Кавказа приведены в табл. 2. Эти же данные могут быть показаны и на графике, где по оси абсцисс откладывается время (в млн. лет), а по оси ординат — скорость (мм/год). На рис. 20 видно, что кривая средней скорости на Большом Кавказе

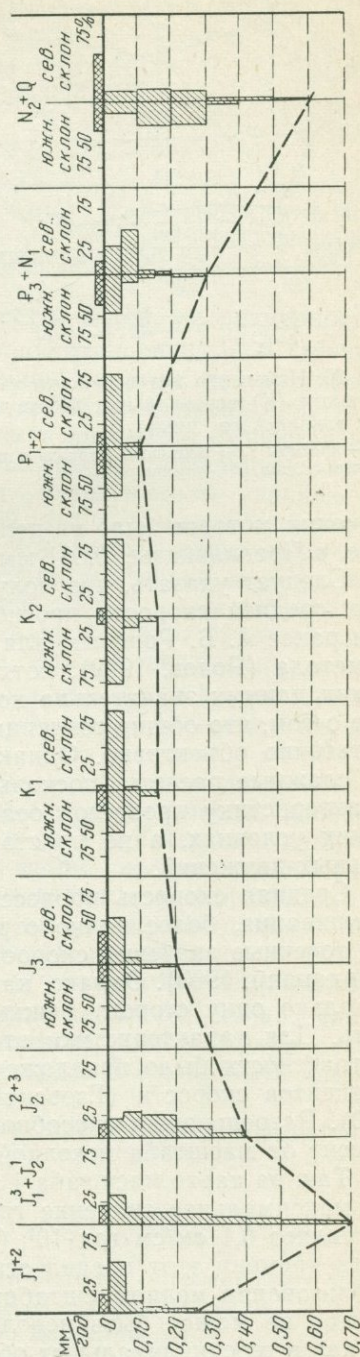


Рис. 19. Гистограммы распределения площади прогибов по интервалам скоростей прогибания

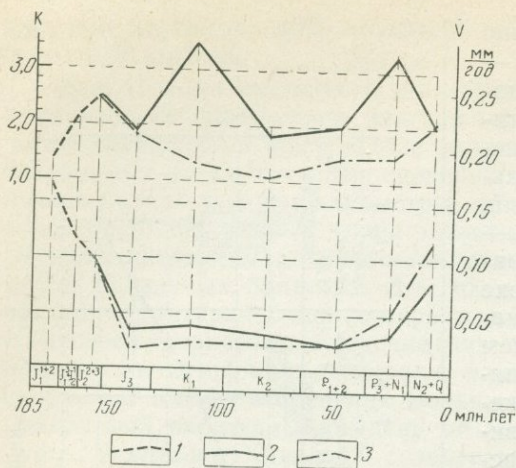


Рис. 20. Изменение интенсивности ( $v$ ) и контрастности ( $K$ ) вертикальных движений в течение альпийского цикла  
 1—3 — прогибы (1 — Большого Кавказа в целом, 2 — южного склона, 3 — северного склона)

значения, которое было на первом этапе: 0,115 мм/год в передовом прогибе, в Предкавказье, 0,081 мм/год в межгорном.

Следует указать, что полученный результат об изменении во времени средней скорости прогибания качественно сходен с установленным ранее А. Б. Роновым для Большого Кавказа по данным объемного метода (Ронов, 1949), хотя за прошедшие годы количество фактических данных значительно возросло. Это обстоятельство свидетельствует о том, что общие тенденции развития выявляются этими методами достаточно объективно. Однако объемный метод предусматривает более сложные расчеты, поскольку имеет целью получить более полную характеристику процессов осадконакопления в различных геотектонических условиях, а не просто количественную оценку режима вертикальных движений.

Средняя скорость процесса прогибания, определенная методом взвешивания, более полно отражает режим колебательных движений, чем точечные значения скорости, взятые по максимальным мощностям (Варданянц, 1963). Однако, как уже отмечалось, скорость характеризует только одну сторону режима колебательных движений — интенсивность. Для характеристики второй, не менее существенной стороны, — контрастности было предложено вычисление, а затем построение карт градиентов скорости (Гзовский, Крестников, Рейснер, 1959; Рейснер, 1960). Разрешающая способность метода составления карт градиентов зависит от масштаба исходной карты в изопахитах или карты скоростей. Так, на карте масштаба 1 : 2 500 000 для отрезка времени в 40 млн. лет максимальное значение градиента, которое может быть получено, составляет  $0,1 \text{ см/см} \cdot \text{год} \cdot 10^7$  (Рейснер, 1960). При уменьшении интервалов времени этот предел становится еще меньше. Практически при использовании мелкомасштабных карт методика составления карт градиентов не может быть использована с достаточной эффективностью, так как в геосинклинальных областях на границах разнородных геотектонических зон значения градиентов скорости обычно намного превышают указанные пределы. Это заставляет искать иные способы получения характеристики контрастности тектонических движений.

имеет три ветви, соответствующие трем этапам развития. Наиболее высока средняя скорость на доинверсионном этапе (0,166 мм/год). Следующий этап характеризуется низкими средними скоростями, колеблющимися в пределах 0,030—0,020 мм/год, причем это характерно для обоих прогибов: северного — парагеосинклинального, и южного — флишевого, хотя в последнем скорость все время остается несколько выше; минимальных значений она достигает перед олигоценом, перед началом общей инверсии и орогенного этапа. Заключительный этап развития характеризуется возрастанием средней скорости, которая почти достигает того

В первоначальном варианте рассматриваемой методики количественной оценки вертикальных движений (Шолпо, 1969) предлагалось за приближенную меру контрастности принять дисперсию скоростей, которая также может быть легко вычислена по уже имеющимся измерениям площадей и средней скорости:

$$D = \frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^n (v_i - \bar{v})^2 \cdot \frac{\Delta S_i}{S}.$$

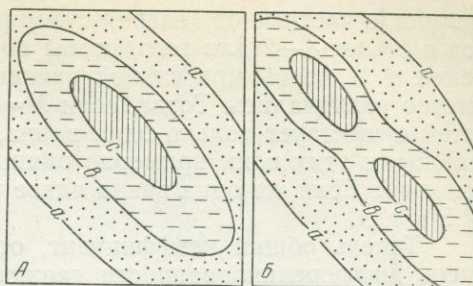


Рис. 21. Схемы (А и Б) равной интенсивности, но различной дифференцированности или контрастности движений

Чтобы получить меру рассеяния скоростей в той же размерности, что и скорость, нужно вычислить квадратичное отклонение  $\sqrt{D}$ . Однако в любом случае эти оценки не точно отвечают понятию контрастности движений и не могут быть приняты за надежную ее характеристику. Но дело не только в этом. Средняя скорость и дисперсия скоростей вообще оказываются слишком сильно обобщенными характеристиками, и хотя они вполне достаточно определяют интенсивность движений, обстановку, показанную на карте скоростей, эти параметры оценивают слишком приблизительно. Скажем, если встречаются одинаковые по размерам площади, и в их пределах одноименные интервалы скоростей в одном случае образуют одну ванну (рис. 21, А), а в другом две (рис. 21, Б), но равновеликие первой, то каждый геолог будет воспринимать это как большую контрастность или большую дифференцированность движений во втором случае. А показатели  $\bar{v}$  и  $D$  в обоих случаях будут иметь одинаковые значения и таким образом, для них эти случаи оказываются неразличимыми.

Очевидно, необходимо учитывать в расчете дополнительные параметры. Проще всего было бы каким-то образом ввести число «кусков» или ванн, из которых складывается площадь  $\Delta S_i$  для каждого данного интервала скоростей  $v_i$ . Но простое суммирование числа площадей дает неприемлемые результаты, так как размеры отдельных площадей, слагающих  $\Delta S_i$ , изменяются в очень широких пределах. Часто почти вся площадь на платформе занята большой единой ванной в каком-то одном интервале скоростей, и это определяет ее облик и вес при вычислении  $\bar{v}$  и  $\sqrt{D}$ . Но при этом обычно имеется еще целый ряд мелких ванн, которые в сумме не составляют и одной десятой доли площади большой, но при попытке учесть количество площадей должны быть как-то приняты во внимание.

Поэтому вместо простого числа «кусков» предлагается показатель:

$$M_i = \left[ \sum_{k=1}^N \frac{\Delta S_{ik}}{\Delta S_{i \max}} \right]^{-2},$$

где  $\Delta S_{ik}$  — площади отдельных ванн, составляющих суммарную площадь  $\Delta S_i$  в интервале скорости  $v_i$ ,  $\Delta S_{i \max}$  — максимальная, самая большая площадь из слагающих суммарную площадь  $\Delta S_i$ .

Таким образом, для вычисления коэффициента  $M_i$ , который отражает расчлененность площади погружающегося бассейна в данном интервале скоростей  $v_i$ , следует все площади, составляющие суммарную, занятую данным интервалом скоростей, разделить на самую большую

из них, и частные от деления суммировать. Полученная сумма возводится в степень  $-2$  для того, чтобы повысить чувствительность коэффициента, т. е. чтобы при слабой разнице в размерах ванн значения  $M$  заметно различались. Тогда, если  $N=1$ , т. е. в каком-то интервале скоростей существует только одна ванна, то и  $M=1$ . В случае если  $N=2$  и площади этих ванн примерно одинаковы, то значение  $M$  тоже будет около 2. Если же одна ванна вдвое меньше другой по площади, то  $M_i=1,5$  и т. д.

Теперь общий коэффициент, отражающий контрастность или степень дифференцированности движений на площади всей исследуемой области, должен учитывать эти «поинтервальные» коэффициенты  $M_i$ , долю площади, расчлененность которой выражает каждый коэффициент  $M_i = \Delta S_i / S$ , а кроме того, безразлично, в каком именно интервале скоростей наблюдается та или иная расчлененность. Тогда коэффициент контрастности или дифференцированности области выразится формулой

$$K = \frac{\sum v_i \cdot \frac{\Delta S_i}{S} M_i}{\bar{v}} + \frac{\sqrt{D}}{\bar{v}}.$$

Первое слагаемое и представляет собой собственно коэффициент дифференцированности, к которому мы пришли путем наших рассуждений. Для того чтобы этот показатель был безразмерным, следует разделить полученную сумму на среднюю скорость  $\bar{v}$  для данного отрезка времени. Второе слагаемое представляет обычный в статистике коэффициент изменчивости, оно однородно с первым и дополняет его. В целом это несколько искусственно построенный коэффициент, который следует рассматривать только как формальный прием описания карты, а не отражение существа процесса. Однако как сравнительная характеристика различных карт распределения площади по скоростям для одной области, а также и для анализа развития разных областей, развивавшихся в разное время, такой прием оказывается удобен. Предлагаемый коэффициент дифференцированности не зависит ни от продолжительности взятых интервалов времени, ни от размеров рассматриваемой области. Так были проанализированы мезо-кайнозойские циклы развития Кавказа, Крыма и Скифской платформы (Шолпо, 1972), позже палеозойская история Южного Тянь-Шаня (Рогожин, Шолпо, 1974) и во всех случаях оказалось возможным различить по этому коэффициенту подвижные активные режимы вертикальных тектонических движений от более спокойных устойчивых. Таким образом, с помощью коэффициента дифференцированности мы можем теперь вместо интуитивной оценки степени контрастности или расчлененности той или иной области прогибания охарактеризовать эту меру количественно.

Рассчитанные значения коэффициента дифференцированности  $K$  для разных интервалов развития Большого Кавказа сведены в ту же таблицу, что и данные о средней скорости (табл. 2) и показаны на рис. 20. В то время как кривая средней скорости имеет ясно выраженные три ветви, кривая изменения  $K$  выглядит сложнее. На доинверсионном этапе коэффициент дифференцированности возрастает, достигая максимума перед моментом частной инверсии — в средней юре. Позже в северном прогибе наблюдается почти равномерное снижение этого параметра до позднего мела. А затем медленное нарастание, ускоряющееся на заключительном, орогенном этапе. Для южного прогиба на графике изменения  $K$  после частной инверсии, отмеченной относительным минимумом, видны еще два максимума: в раннем мелу и в олигоцене—

миоцене. Вслед за максимумом дифференцированности наступает каждый раз период относительно низкого значения этого параметра: первый в позднем мелу, второй в неоген — четвертичное время. Причем во втором случае коэффициент дифференцированности южного прогиба снижается как раз до того уровня, до которого значения этого коэффициента в северном прогибе поднимаются. Изменение параметра  $K$  для флишевого прогиба похоже на изменение того же параметра для герцинского цикла Южного Тянь-Шаня, типичной геосинклинальной области этого возраста (Рогожин, Шолпо, 1974).

Следовательно, графики изменения интенсивности ( $\bar{v}$ ) и контрастности ( $K$ ) вертикальных движений на Большом Кавказе за альпийский цикл наглядно показывают те основные закономерности развития, которые были выявлены качественно по картам фаций и мощностей отложений. Однако только теперь мы можем охарактеризовать все этапы и стадии развития количественно, и наши прежние интуитивные выводы получают некоторое числовое выражение и подтверждаются вполне определенными количественными характеристиками. Альпийский цикл развития четко делится на три стадии. После частной инверсии и перестройки геотектонического плана настоящие геосинклинальные условия сохраняются только в юж-

Таблица 2  
Количественные параметры вертикальных тектонических движений

Интервал времени	$J_1^{1+2}$	$J_1^3 + J_2^{31}$	$J_3^{bj} + bt$	$J_3^*$	$K_4$	$K_5$	$P_{1+2}$	$P_3 + N_1$	$N_3 + Q$
Продолжительность (млн. лет)	13	8	11	21	32	34	29	19	13
Средняя скорость	0,166	0,118	0,098	$\frac{0,035}{0,019}$	$\frac{0,039}{0,025}$	$\frac{0,032}{0,023}$	$\frac{0,022}{0,022}$	$\frac{0,031}{0,051}$	$\frac{0,081}{0,115}$
Рассеяние скоростей (дисперсия)	0,0025	0,0031	0,0014	$\frac{0,00028}{0,00024}$	$\frac{0,00043}{0,00006}$	$\frac{0,00027}{0,000004}$	$\frac{0,00028}{0,00007}$	$\frac{0,00039}{0,00029}$	$\frac{0,0021}{0,0021}$
Коэффициент контрастности	1,37	2,15	2,52	$\frac{1,88}{1,88}$	$\frac{3,48}{1,32}$	$\frac{1,83}{1,09}$	$\frac{1,99}{1,43}$	$\frac{3,27}{1,43}$	$\frac{1,99}{2,08}$
Площадь, занятая сушей, %	19,3	21,0	13,9	$\frac{21,1}{38,5}$	$\frac{21,5}{5,9}$	$\frac{8,1}{8,5}$	$\frac{31,1}{14,8}$	$\frac{36,7}{14,5}$	$\frac{56,6}{34,0}$
Коэффициент корреляции (мера унаследованности движений)	0,60	0,25	0,17	0,53	0,61	0,63	0,37	0,39	

\* Начиная с поздней юры, в числителе приведены данные по южному флишевому прогибу, в знаменателе — по бассейну северного склона.

ном — флишевом — прогибе. А северный прогиб по режиму движений становится скорее ближе к платформенному. При том что интенсивность движений в обоих прогибах близка по значениям средней скорости и изменяется сходным образом, коэффициент дифференцированности в южном прогибе имеет гораздо более высокие значения, чем в северном, и изменяется так же, как в других подвижных геосинклинальных областях (Рогожин, Шолпо, 1974). Таким образом, после инверсии геотектонического режима, произошедшей в геосинклинальной ванне Большого Кавказа перед поздней юрой, роль геосинклинального прогиба наследует флишевый трог южного склона — значительно более узкая зона, чем прогиб первого этапа.

Переломные моменты в истории тектонического развития или перестройки геотектонического плана отчетливо выявляются при сравнении карт фаций и мощностей отложений. Сам по себе момент времени перестройки устанавливается этим методом, а также при анализе угловых несогласий и перерывов со всей очевидностью. Однако и в этом случае полезно воспользоваться какими-то количественными критериями для оценки степени перестройки, что сделать при простом рассмотрении карт довольно трудно. Изменение геотектонического плана может происходить различным образом. В каких-то случаях перераспределение поднятий и прогибов происходит при сохранении общего простирания геотектонической зональности; такие условия большей частью встречаются при инверсии геотектонического режима внутри одного тектонического цикла. В других — новый тектонический план накладывается на зональность предшествующего этапа под каким-то углом, иногда строго ортогонально; это явление наблюдается иногда при переходе от одного геотектонического цикла к другому. Поэтому и, очевидно, полезно иметь какую-то меру, которая позволяла бы оценивать степень или «силу» перестройки и унаследованности при переходе от одного этапа развития к другому. Удобной мерой в этом случае может служить известный в статистике коэффициент корреляции, который вычисляется по формуле

$$r = \frac{n \sum xy - \sum x \cdot \sum y}{\sqrt{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \cdot \sqrt{n \sum y^2 - (\sum y)^2}},$$

где  $n$  — число взятых замеров, а  $x$  и  $y$  — независимые переменные, силу связи между которыми мы хотим измерить. В нашем случае это могут быть мощности отложений или скорости прогибания на одной и той же площади для смежных этапов развития. Представляется более правильным сопоставлять между собой карты скоростей, так как при этом мы исключаем влияние разной продолжительности отрезков времени на разных этапах и берем для корреляции более однородные данные.

Коэффициент корреляции изменяется от  $-1$  до  $1$ . Если вычисленный коэффициент корреляции  $r=1,0$  — это означает функциональную зависимость между рассматриваемыми переменными, значение  $r=-1,0$  соответствует обратной функциональной зависимости. Если  $r=0$ , то связь между переменными  $x$  и  $y$  отсутствует.

В случае последовательной попарной корреляции серии карт скоростей унаследованное развитие должно давать коэффициент корреляции, значение которого будет располагаться где-то около  $0,5$ . Значение  $1,0$  коэффициент корреляции может принять только в том случае, если рисовка изолиний (не их численные значения!) на двух последовательных картах полностью совпадает. Значения коэффициента корреляции, близкие к  $0$  или отрицательные, будут свидетельствовать о перестройке геотектонического плана, изменении режима движений.

Значения скоростей, показанных на картах Большого Кавказа, снимались с равноплощадных участков, по ячейкам с радиусом 15 км. Центры ячеек помещались на пересечении параллелей, проведенных через 10', с меридианами, проведенными через 15'. Диаметр ячейки при этом приблизительно равен диагонали соответствующей трапеции градусной сетки, так что соседние ячейки вмещают всю территорию, расположенную между центрами. При таком размере ячеек на площади Большого Кавказа оказывается 766 ячеек и соответственно снятых значений скорости для каждого интервала времени. Это достаточно большой объем выборки для последующей статистической обработки.

В отдельных местах, характеризующихся более или менее спокойной геотектонической обстановкой и слабой дифференциацией тектонических движений, размер ячейки мог бы быть больше, поскольку изолинии скоростей с интервалом в 0,05 мм/год расходятся здесь довольно далеко. Однако в местах сгущения этих изолиний размер ячейки не должен быть больше выбранного, так как тогда будет происходить слишком большое осреднение данных. Более того, и выбранный диаметр ячейки в ряде случаев оказывается великоват. Но поскольку для подобного анализа важно, чтобы данные о распределении скорости были сняты с площади равномерно, мы и остановились на таком размере ячейки, считая его оптимальным. Для проверки того, насколько действительно оптимален диаметр ячейки в 15 км, следовало бы провести пробные замеры хотя бы для двух-трех случаев, изменив этот диаметр в 1,5 или в 2 раза в большую и меньшую сторону. После чего можно сравнить полученные коэффициенты корреляции и увидеть, насколько изменение размеров ячейки повлияет на его значение. Однако мы не делали этого, поскольку такая проверка требует большого объема вычислений, а в нашем случае размер выбранных ячеек скорее несколько меньше оптимального, и мы получаем заведомо больше точек, чем необходимо.

Вычисленные значения коэффициентов корреляции между разными этапами развития Большого Кавказа в альпийском цикле сведены в табл. 2, где показаны и другие количественные параметры режима вертикальных движений. Из табл. 2 видно, что низкие значения коэффициента корреляции соответствуют началу инверсии геотектонического режима (средняя и поздняя юра) и орогенной стадии (олигоцен — четвертичное время), т. е. тем интервалам времени, когда происходит перестройка геотектонического режима. Но хотя значения  $r$  для этих периодов очень низки (что указывает на слабую корреляцию), они все же остаются положительными. Это происходит, по-видимому, потому, что на протяжении всего альпийского цикла простирание геотектонических зон, а значит и изолиний мощностей или скоростей, остается неизменным. Геотектоническая перестройка происходит при сохранении общего простирания геосинклинальной области Большого Кавказа.

Интересно заметить, что коэффициент корреляции для начала инверсии имеет более низкие значения, чем для орогенной стадии, и, таким образом, инверсионная стадия связана с более кардинальной перестройкой геотектонического плана, чем начало орогенного этапа. Это и понятно, так как инверсия связана с появлением новообразованных центральных поднятий, разделением прежде единого прогиба на два. На орогенной же стадии наследуется в общем геотектонический план, созданный в начале инверсии — центральное поднятие разрастается, вовлекая в восходящее движение соседние области, а прогибы

мигрируют к периферии воздымающейся горной страны. Таким образом, коэффициент корреляции оказывается достаточно чувствительным и может служить мерой интенсивности перестройки геотектонического плана и смены режима. Доинверсионная и инверсионная стадии развития характеризуются относительно высокими значениями коэффициента корреляции, хотя они и не превышают 0,65. Изменение конфигурации бассейнов прогибания и зон размыва, некоторая миграция областей максимального прогибания приводит к тому, что даже при унаследованном развитии связь между разными этапами далека от функциональной зависимости. Следовательно, коэффициент корреляции может служить относительной мерой для количественной оценки степени унаследованности или новообразований в режиме вертикальных движений. Возможно, если анализировать не такие большие площади, как Большой Кавказ в целом, состоящий из целого ряда разнородных геотектонических зон, а более однородные по развитию участки, то этот показатель будет еще более чувствительным.

---

В геотектоническом развитии Большого Кавказа в альпийском цикле и сейчас, по последним данным, отчетливо выделяются те же три стадии, которые устанавливались и раньше. Первая — доинверсионная стадия, охватывающая раннюю и часть средней юры и характеризующаяся преобладанием нисходящих движений. Вторая стадия — конец средней юры до начала олигоцена, частная инверсия геотектонического режима, когда в осевых зонах предшествующего прогибания возникают центральные поднятия, а весь период характеризуется борьбой нисходящих и восходящих движений. И последняя — орогенная — стадия, когда на всей площади Большого Кавказа преобладают восходящие движения, в результате чего возникает горная страна. Таким образом, анализ карт фаций и мощностей не дает принципиально новых результатов по сравнению с теми, которые были получены ранее.

Количественные характеристики режима вертикальных колебательных движений, подтверждая те же выводы, дают возможность сравнивать между собой различные стадии по объективным параметрам. Кроме того, мы получаем возможность сопоставлять с помощью таких оценок интенсивности и контрастности вертикальных движений разных областей, независимо от их размеров и времени развития. По этим параметрам типичная геосинклинальная область, какой является Большой Кавказ, характеризуется повышенными значениями интенсивности и контрастности вертикальных движений в начале и в конце альпийского геотектонического цикла. На средней стадии, когда происходит борьба противоположно направленных движений, суммарная интенсивность движений снижается, а контрастность сглаживается. При этом в зоне южного склона (флишевом прогибе) продолжают сохраняться условия, близкие по контрастности к доинверсионным на всем Большом Кавказе, и интенсивность движений здесь тоже выше, чем в северном парагеосинклинальном прогибе.

В пределах Центрального Кавказа мы можем обоснованно, по фактическим данным, судить о том, на чем заложились прогибы альпийского цикла, какой фундамент послужил для них основанием. Для территории Восточного Кавказа все подобные суждения будут умозрительными экстраполяциями. Так, в западной половине Кавказа осевая часть альпийского геосинклинального прогиба располагается

в зоне южного склона, т. е. в той зоне, где геосинклиналильное развитие предшествующего герцинского цикла осталось незавершенным. В зоне Главного хребта и в Лабино-Малкинской зоне, где герцинский цикл завершился формированием складчатости и внедрением гранитоидов и кора была в достаточной степени консолидирована, в начале альпийского цикла располагается северная окраина прогиба, возможно даже относительно приподнятая интрагеоантисклиналильная зона. Несмотря на то что юрские отложения всюду в пределах Центрального Кавказа ложатся на более древние с перерывом и несогласием, можно говорить о том, что альпийское развитие наследует зональность герцинского цикла. Наиболее мобильная, неконсолидированная зона в герцинском цикле остается такой же и в последующем. Более жесткие участки коры, прошедшие полный геосинклиналильный цикл в герцинское время, и в альпийском цикле сохраняют более стабильный режим, они как бы пассивно вовлечены в прогибание, располагаясь на окраине геосинклиналильного бассейна. На Восточном Кавказе как будто бы наблюдаются такие же условия — зона интенсивного геосинклиналильного прогибания соответствует максимально подвижной зоне в герцинское время. Высказывается даже мнение, что альпийская геосинклиналиль без перерыва наследует герцинскую (Мельников, 1967). Может быть это и так, однако для Восточного Кавказа это предположение не подкрепляется надежным фактическим материалом.

Интересно проследить взаимоотношение унаследованности и новообразования на протяжении альпийского цикла в разных частях Большого Кавказа. На схематической карте (рис. 22) совмещены оси максимального прогибания и области размыва для трех стадий альпийского цикла в пределах этой области. Видно, что на Северо-Западном и Центральном Кавказе оси максимального прогибания двух

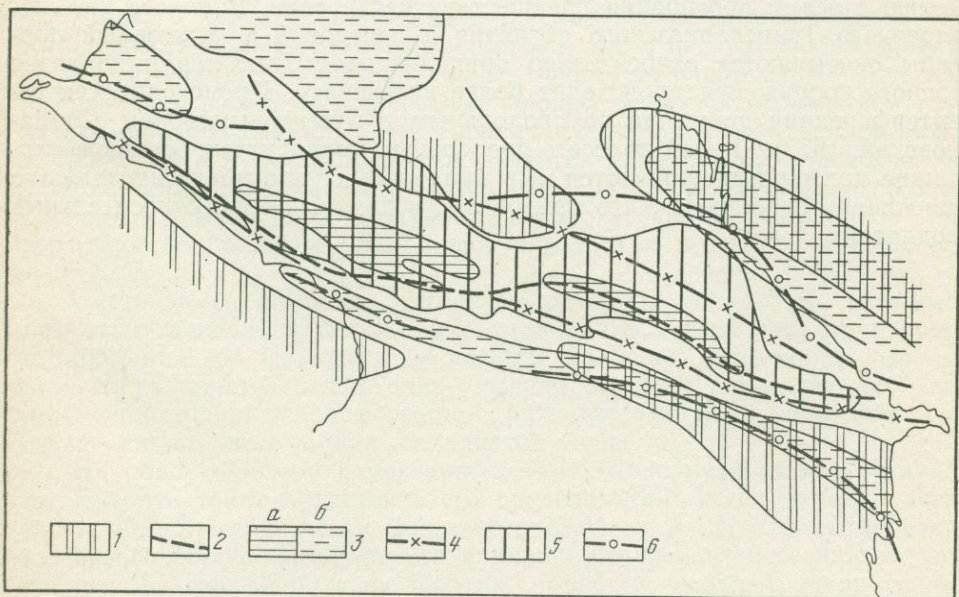


Рис. 22. Схематическая карта распределения поднятий и прогибов на разных стадиях альпийского геотектонического цикла Большого Кавказа

1 — поднятия ранней (доинверсионной) стадии; 2 — ось максимального прогибания доинверсионной интрагеосинклинали; 3 — поднятия средней (предпозднеюрской) стадии (а — новообразованные центральные, б — окраинные унаследованные); 4 — осевые зоны прогибов средней стадии; 5 — орогенные поднятия поздней стадии; 6 — осевые зоны передовых и межгорных прогибов поздней стадии

первых стадий альпийского цикла располагаются в пределах южного склона. И хотя в Сванетском антиклинории в конце средней юры возникает новообразованное центральное поднятие, причленившееся с севера и северо-запада к унаследованной от герцинского цикла интрагеоантиклинали зоны Главного хребта, в целом здесь зона южного склона развивается унаследованно. На северном склоне западной половины Большого Кавказа на второй стадии альпийского цикла прогиб относительно небольшой интенсивности располагается там, где и на предшествующей стадии была более или менее стабильная окраина геосинклинали. Так что западная половина Большого Кавказа сохраняет унаследованную зональность и соответствующую подвижность геотектонических зон на протяжении альпийского цикла, хотя в типично геосинклинальном прогибе первого этапа и происходит частная инверсия.

На Восточном Кавказе новообразованное центральное поднятие, возникшее на второй стадии альпийского цикла, располагается в осевой части максимального прогибания предшествующей стадии. Это центральное поднятие отодвигает области максимального прогибания второй стадии к северу и к югу; при этом в южном прогибе значения интенсивности и контрастности движений выше, чем в северном, примакающем к платформе.

На всех этапах альпийского цикла Транскавказское поперечное поднятие устанавливается как зона относительно сокращенных мощностей и таким образом «просвечивает» как относительно приподнятая область сквозь продольную зональность. Особенно ярко это проявляется на заключительной (орогенной) стадии. В это время в основном наследуется геотектонический план, созданный в момент инверсии, но передовой и межгорный прогибы смещаются к северу и к югу по сравнению с осями прогибания предшествующей стадии. В полосе же поперечного Транскавказского поднятия и передовой и межгорный прогибы оказываются относительно приподнятыми, здесь же и поднятие горного сооружения происходит более интенсивно. Происходит как бы интерференция движений по продольным и поперечным зонам (Милановский, 1972). В этой полосе в продольных приподнятых зонах восходящие движения усиливаются, а в продольных прогибах нисходящие движения ослабляются, что приводит к возникновению относительных поднятий.

## СТРУКТУРА ЗОН ИНТЕНСИВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

---

---

Для понимания условий возникновения и развития деформаций в складчатой области в целом наибольший интерес представляет внутренняя структура зон развития полной складчатости, и не только морфология складчатости сама по себе, но и характер сопровождающих ее мелких структурных форм, их структурная приуроченность, взаимоотношения с соседними зонами, где развита складчатость промежуточного типа. Большое значение для решения кардинальных вопросов механизма складкообразования имеет взаимоотношение и относительная степень деформированности различных структурно-исторических комплексов пород, слагающих единую крупную структуру. В основу решения вопросов, связанных с проблемой складкообразования, должны быть положены детальные конкретные данные как о морфологии отдельных складок, так и о внутренней структуре деформированных толщ. Такой фактический материал может быть получен только в результате специальных структурных исследований. Именно такие исследования в течение ряда лет проводятся Кавказской тектонической экспедицией ИФЗ АН СССР в различных структурно-исторических зонах Кавказа.

Вопросы условий формирования складчатости выходят далеко за рамки собственно проблемы деформации пород и складкообразования. Во всех случаях, как бы ни решался вопрос возникновения складчатости, этот в общем поверхностный процесс является отражением глубинных преобразований, происходящих в нижних частях земной коры и может быть в верхней мантии. Поэтому складчатость оказывается поверхностным индикатором глубинных процессов, связана с общей эволюцией земной коры и служит одним из главных источников информации об общих закономерностях развития геосинклинальных областей.

Остановимся на более детальном описании складчатых деформаций и внутренней структуры деформированных толщ тех структурно-исторических зон Кавказа, где развита наиболее интенсивно изоклиная складчатость, поскольку именно эти зоны оказываются активными источниками деформации, развитие которых определяет, в конце концов, весь облик складчатой зоны.

Из общего обзора структуры мегантиклинория Большого Кавказа ясно, что таких областей в его пределах три: 1) Сванетский антиклинорий, 2) осевая часть Восточного Кавказа и 3) западная часть флишевого Чиауро-Дибрарского синклинория между бассейнами рек Риони и Арагви. Первые две из этих областей сложены терригенными, главным образом сланцевыми толщами нижней и отчасти средней юры, т. е. комплексом осадков, составляющих нижний структурно-исторический этаж альпийского цикла развития. Во флишевой зоне складки сложены карбонатными и терригенно-карбонатными флишевыми и флишеидными породами верхней юры и мела, которые отно-

сятся к среднему структурно-историческому этажу альпийского цикла. Таким образом, эти зоны развития полной складчатости на Большом Кавказе оказываются не просто разновозрастными, а сформированными на разных этапах развития геосинклинальной области. Поэтому особенно интересно сравнить условия деформации пород и образования складок в этих зонах.

### СВАНЕТСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Сванетский антиклинорий, расположенный на южном крыле западной половины мегантиклинория Большого Кавказа, является чрезвычайно интересным объектом для исследования. Этот участок складчатой системы южного склона оказывается наиболее приподнятым, и здесь можно наблюдать не только весь комплекс осадков альпийского цикла развития, но и подстилающее его основание. Кроме того, осевая часть альпийской геосинклинали Большого Кавказа, начиная с ранней юры, располагалась в пределах Сванетии, и все стадии геосинклинального процесса получили здесь наиболее полное развитие.

Несмотря на довольно детальную геологическую изученность Кавказа в целом и Сванетии в том числе, до сих пор специального внимания исследованию складчатости Сванетского антиклинория не уделялось, и в литературе имеются только самые общие описания его структуры, которые сводятся к тому, что подчеркивается развитие интенсивной полной складчатости, близкой к изоклинальной. В нескольких положениях оказываются палеозойские толщи ядра антиклинория, стратиграфии и тектонике которых в последние годы посвящен целый ряд работ (две из них посвящены обобщению основных результатов — Адамия, 1968; Сомин, 1971). Но если о структуре палеозоя имеются довольно конкретные данные, хотя быть может и недостаточно детальные, то о складчатости и иных структурных формах в мезозойских толщах, обрамляющих древнее ядро антиклинория, мы имели до недавнего времени крайне схематические представления. Этот пробел отчасти был восполнен специальными полевыми исследованиями автора, нашедшими отражение в нескольких публикациях (Шолпо, 1973, 1975; Шолпо, Белоусов, 1976).

Многими исследователями так или иначе отмечалось общее опрокидывание всех складок к югу (Милановский, Хаин, 1963; Гамкрелидзе, 1964). П. Д. Гамкрелидзе по этому поводу пишет, что, несмотря на наличие изоклинальных складок, этого очевидного свидетельства интенсивных деформаций, Сванетский антиклинорий «в структурном отношении не отличается сложным строением» (Гамкрелидзе, 1964, с. 464). Хотя, как известно, нет количественной меры для установления степени сложности того или иного региона, но можно утверждать, что в Сванетском антиклинории на сравнительно ограниченной площади удается наблюдать почти все основные типы складок, характерные для складчатых областей вообще.

Сванетский антиклинорий сложен метаморфизованными породами среднего и верхнего палеозоя, а также триаса; обрамлены эти отложения преимущественно аспидно-сланцевыми толщами нижнего и среднего лейаса (рис. 23). Крылья антиклинория образованы песчано-сланцевыми породами верхнего лейаса и отчасти средней юры, причем на южном крыле широкое развитие получают вулканогенные породы байоса, а на северном — терригенные толщи средней юры, постепенно переходящие к карбонатным породам верхней юры и нижнего мела. На севере антиклинорий по Главному Кавказскому надви-

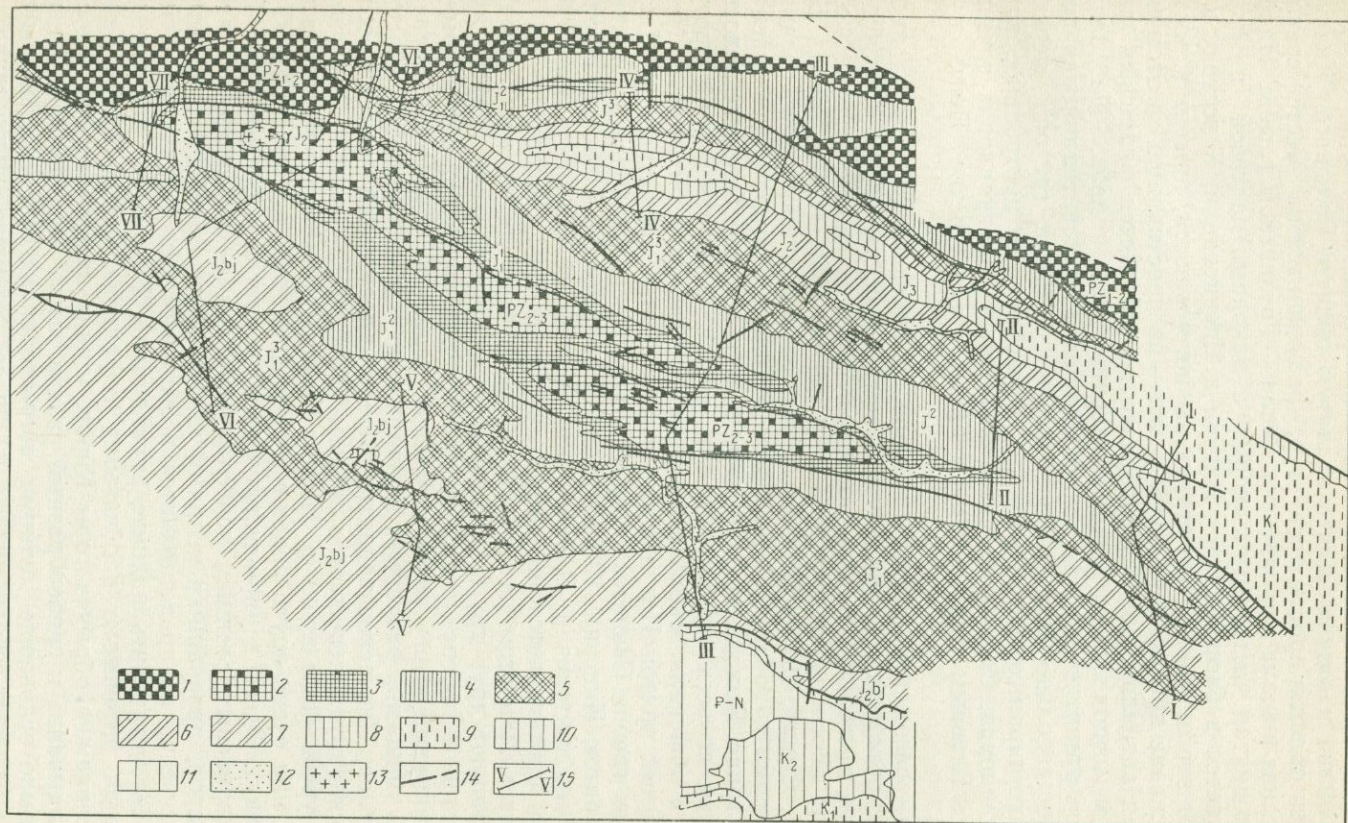


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Сванетского антиклинория

1 — ниже- и среднепалеозойские породы Главного хребта; 2 — средне- и верхнепалеозойские породы ядра Сванетского антиклинория (деская серия); 3—5 — отложения лаяса (3 — нижнего, 4 — среднего, 5 — верхнего); 6 — средняя юра нерасчлененная; 7 — вулканогенные толщи байоса; 8 — верхняя юра; 9—10 — мел (9 — нижний, 10 — верхний); 11 — палеоген — неоген; 12 — четвертичные аллювиальные отложения; 13 — среднеюрские гранитоидные интрузии; 14 — разрывы; 15 — линии профилей

гу граничит с кристаллическими породами докембрия и нижнего палеозоя, образующими здесь высоко приподнятый блок в ядре мегантиклинория Большого Кавказа, на юге граница его может быть условно проведена по цепочке депрессий, выполненных отложениями палеогена и неогена и отделяющих складчатую область Большого Кавказа от области пологих простых структур, развившихся на месте срединного массива начала альпийского цикла — Грузинской глыбы. Наиболее приподнятая часть антиклинория, с выходами палеозоя в ядре, располагается в бассейнах рек Ингури и Цхенисцкали. К востоку и к западу от этого участка все структуры погружаются, причем к востоку погружение происходит более резко — по простиранию в этом направлении антиклинорий кулисообразно подставляется флишевым синклинирием, выполненным породами верхней юры и мела. На запад же полоса развития сланцев лейаса южного крыла антиклинория протягивается довольно далеко — до бассейна р. Шахе, где она переходит по простиранию в моноклинал, обрамляющую центральное ядро мегантиклинория. Осевая же часть Сванетского антиклинория срезана на западе Главным Кавказским надвигом в междуречье Ненскра и Сакен.

Метаморфические породы палеозоя, обнажающиеся в ядре антиклинория, объединяются в так называемую десскую серию. Она была расчленена не только на пачки разного вещественного состава, но и достаточно обоснованно датирована (Славин, 1957, 1960; Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1971). В ней выделяются девон, нижний и средний карбон, пермь и по аналогии с более западными разрезами (Красная Поляна) триас. Выходы этих пород образуют две разобщенные полосы, окруженные со всех сторон толщами лейаса. Северная полоса протягивается в общекавказском направлении от среднего течения р. Ненскра (правый приток Ингури) через гору Кирар, пересекает р. Ингури и вдоль гребня Сванетского хребта тянется до верховьев р. Ласиль (левый приток Ингури). Южная полоса ориентирована почти широтно от левых притоков р. Цхенисцкали, пересекает эту реку выше сел. Лентехи и протягивается по северному склону Лечхумского хребта до сел. Сасаши. При этом два выхода пород десской серии кулисообразно подставляют друг друга, из-за чего в средней части Сванетский антиклинорий в поперечном сечении имеет вид двугорбой структуры — два опрокинутых к югу антиклинальных поднятия, сложенных палеозойскими толщами, разделены синклиналью, выполненной лейасом.

Северное, Ингурское поднятие представляет собой узкую тесно сжатую складку с пережатым замком (Славин, Сомин, Моргунов, 1962). У уреза воды вдоль р. Ингури пласты стоят практически вертикально или очень круто падают к югу (рис. 24, профиль VI—VI—см. вкладку). Здесь в кристаллических кварцево-амфиболитовых и биотито-кварцевых сланцах, переслаивающихся с кварцитами, линзами мраморов, прорванных мелкими интрузиями и разбитых разрывами, практически не представляется возможным без детального изучения разреза установить наличие антиклинали. К тому же все породы оказываются интенсивно плейчатými, гофрированными. Однако выше по склонам, в обрывах горы Кирар, можно видеть заворот слоев, их опрокидывание и грибообразный раздвиг замка антиклинали. Северное ее крыло осложнено мелкими, острыми складками, причем здесь возможно наметить среди них одну более крупную антиклиналь и синклинал, отделяющую ее от основной складки.

К осевой части Ингурского поднятия приурочены выходы гранитоидных интрузий, возраст которых определяется как среднеюрский

и по геологическим соотношениям (Сомин, 1971), и по данным абсолютного возраста (Афанасьев и др., 1960; Рубинштейн, 1967). Интрузии вытягиваются цепочкой строго вдоль оси антиклинального поднятия, и хотя по площади их выходы сравнительно невелики, ореол метаморфизма довольно значителен. В результате вся западная половина северной полосы палеозойских пород несет следы сильного ороговикования, которое наложено на зеленокаменную фацию метаморфизма, характерную для десской серии (Сомин, 1971).

Южное антиклинальное поднятие — Цхенисцкальское — по своему облику сходно с Ингурским, в основном оно также сложено крупными изоклинальными складками, часто сильно сжатыми, образующими веерообразные формы (см. рис. 24, профиль III—III). Широко развиты мелкие складки более высоких порядков. Расшифровка более детального строения Цхенисцкальского поднятия затруднена из-за однообразного состава пород десской серии и плохой их фаунистической охарактеризованности. Однако здесь все же могут быть намечены по крайней мере две крупные антиклинали и разделяющая их синклиналь (Адамия, 1968; Сомин, 1971). Все эти структуры опрокинуты к югу, а краевая южная антиклиналь образует нависающий козырек, где породы оказываются в перевернутом залегании. Продольные и поперечные разрывы разделяют выходы десской серии на систему блоков, так что оба поднятия являются фактически горст-антиклинориями (Сомин, 1971).

Выходы десской серии повсюду обрамляются сланцевыми толщами лейаса. Очень часто контакты этих отложений тектонические, но все же в целом ряде мест наблюдается и ненарушенное разрывами взаимоотношение этих толщ. Во всех этих случаях отчетливо устанавливается трансгрессивное залегание юрских пород на более древних с базальными конгломератами в основании (Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1971). Такие взаимоотношения юры с палеозоем видны в верховьях р. Хумпрери (левый приток Ингури), вблизи перевала Ласиль на Сванетском хребте, на северных склонах Лечхумского хребта по руч. Маргоули и в других местах. Кроме того, юрские породы ложатся в разных местах на разные горизонты десской серии. Так что перерыв осадконакопления перед началом юры и трансгрессивный характер контакта палеозоя и юры доказан со всей очевидностью.

Следует отметить, что, хотя толщи лейаса образуют сложную, складчато-глыбовую структуру и между палеозоем и юрой имеется четко фиксируемое угловое несогласие и перерыв, палеозойские образования, слагающие ядро антиклинория, представляют собой не просто случайные куски или обрывки герцинских структур, обнажившихся в результате размыва осевой части, а образуют единую структуру с породами альпийского комплекса. Антиклинорное строение, вырисовывающееся для всей структуры в целом, характерно и для древних толщ, слагающих ее ядро. Сохраняется и простирание всех структур, общее для складок и в палеозое, и в мезозое.

Крылья антиклинория асимметричны, и эта асимметрия как бы обратна тому, что ожидается при общем опрокидывании всей структуры к югу. Северное крыло оказывается узким, раздавленным и более крутым, чем южное. Ширина северного крыла от выходов палеозоя в ядре до Главного Кавказского надвига колеблется от 5 до 20 км, а ширина южного крыла по полосе выходов отложений того же возраста меняется от 20 до 35 км. Это накладывает отпечаток на общий облик складок, развитых на крыльях антиклинория, и определяет разное их строение.

Отметим одну общую черту, имеющую, как нам кажется, большое значение для понимания условий формирования всей структуры. На обоих крыльях антиклинория согласно с его простираем на некотором удалении от ядра протягиваются крупные синклинальные складки, которые по своим размерам (главным образом амплитуде) соизмеримы с поднятиями в ядре антиклинория. Так что эти синклинали вместе с антиклиналями ядра составляют складки первого порядка. Северная синклиналь представляет собой западное окончание флишевого синклинория, вытолкнутого толщами верхней юры и мела; она протягивается вдоль Главного Кавказского надвига и вблизи него. Южная синклиналь выражена не столь четко, но все же достаточно определенно вырисовывается по цепочке пятен байосских вулканогенных толщ, расположенных островками в поле развития лейаса (см. рис. 23). Северная флишевая синклиналь представляет собой узкую, сильно сжатую складку со сложным внутренним строением. Южная синклиналь, хотя и оказывается достаточно глубоко прогнутой, имеет гораздо более простое строение, более пологие углы наклона слоев на крыльях, значительно меньше внутренних осложнений.

Рассмотрим строение северного крыла Сванетского антиклинория сначала по одному поперечному сечению, расположенному в его средней части, одновременно сопоставляя его с соседними по простираению. Очень удачный профиль почти точно вкрест простираения лейасовых толщ можно наблюдать по левому притоку Ингури р. Ласиль, текущей на север с водораздела Сванетского хребта (см. рис. 24, профиль III—III). Сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса образуют здесь серию тесно сжатых, близких к изоклинальным по облику, небольших складок. Поперечные размеры их достигают десятков, иногда сотен метров. Все складки несколько опрокинуты к югу, осевые поверхности их имеют наклон на север под углами 60—70°. Здесь же развит интенсивный совершенный кливаж, в общем параллельный осевым поверхностям складок. И поскольку падение слоев на крыльях очень близко по ориентировке к падению осевых поверхностей и кливажа, это сильно затрудняет наблюдение складок в целом. В нижней части лейасовых отложений, вблизи контакта с палеозоем, где количество песчаных прослоев увеличивается, складки выделяются более четко. В сплошной же сланцевой толще перегибы слоев в складках можно отчетливо видеть только в замках, где слои пересекаются кливажем. При этом не всегда удается увязать между собой отдельные замки и складки в целостную структуру. При сплошной обнаженности верховьев ущелья Ласиль аспидно-сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса выглядят как круто наклоненная к северу моноклиналь с рассеянными в ней, разобщенными изгибами слоев в замках. По всей вероятности, эти толщи разбиты к тому же многочисленными разрывами, падение которых почти совпадает с падением кливажа и слоистости на крыльях складок. Об этом свидетельствуют зоны интенсивного окварцевания пород, ветвящиеся кварцевые жилы. Амплитуду и направление смещения по этим разрывам в монотонной толще аспидных сланцев установить чрезвычайно трудно; скорее всего они должны быть отнесены по типу к послонным срывам, и вряд ли их амплитуда значительна. Таким образом создается впечатление о ложной моноклинали, как это бывает довольно часто в подобных условиях в аспидно-сланцевой толще (Шолпо, 1970). Однако здесь внутренняя складчатая структура ложной моноклинали устанавливается сравнительно легко.

Сходное строение имеют аспидно-сланцевые толщи и в более восточных сечениях — по левым притокам Ингури наблюдается совершенно аналогичная структура. Точно так же в обнажениях на фоне интенсивного кливажа, круто падающего к северу и подавляющего все остальные структуры, видны отдельные изгибы пластов в замках, опрокинутых к югу изоклиналиных складок. Подобное строение прослеживается и на восток до р. Зесхо, притока р. Цхенисцкали (см. рис. 24, профиль II—II), где все структуры Сванетского антиклинория резко погружаются к востоку и скрываются под более молодыми толщами флишевого синклинория. На этом месте шарниры всех складок в лейасовых отложениях оказываются резко наклоненными к востоку под углами 50—70°. В этом случае складки выглядят в обнажении как система линз, облекаемых кливажированными сланцами; в тех местах, где наблюдаются достаточно мощные песчанистые прослои, замки складок видны в объеме и имеют вид выпуклых и вогнутых половинок цилиндров, разрезанных вдоль образующих. Особенно ярко подобная картина наблюдается восточнее р. Зесхо, по руч. Шушара, вдоль тальвега которого проходит контакт между толщами лейаса и доггера и флишевыми породами верхней юры и мела. Здесь по резкой поперечной флекуре происходит погружение всех складок на восток.

К западу от р. Ласиль полоса развития пород лейаса резко сужается (по р. Ласиль она составляет примерно 12 км, а на западе — по р. Накре — только 3 км). И здесь в сланцевых толщах от складок остаются только следы, которые с большим трудом могут интерпретироваться как складки, или вернее их остатки. При общем крутом падении кливажа к северу иногда видны участки веерообразного расхождения его, в отдельных местах встречаются пересечения кливажа со слоистостью, как будто образующей перегиб. Четких замков складок здесь не удается наблюдать нигде. Вся толща разбита многочисленными, очень частыми разрывами, ориентированными примерно параллельно кливажу.

К северу от выходов отложений среднего лейаса по р. Ласиль видна крутая, наклоненная на север моноклираль, сложенная толщами верхнего лейаса (см. рис. 24, профиль III—III). То, что это истинная моноклираль, не скрывающая в себе никаких затушеванных осложнений, устанавливается довольно легко, поскольку на границе среднего и верхнего лейаса отложения становятся преимущественно песчанистыми, кливаж практически исчезает и слоистость отчетливо видна. Эта моноклираль представляет собой продольную флексуру на крыле антиклинория, севернее которой на поверхности появляются более молодые породы — верхнего лейаса и средней юры. Эти терригенные песчано-сланцевые толщи смяты в сложные, иногда дисгармоничные складки с интенсивным кливажем в сланцевых пачках. Однако здесь уже встречаются не только изоклиналильные складки, как это было в толщах нижнего и среднего лейаса. Нередко видны открытые округлые складки, опрокидывание в них выражено не столь резко, преобладают складки с вертикальными осевыми поверхностями. Кливаж уже не параллелен осевым поверхностям складок, а почти всегда образует веерообразные структуры, расходящиеся над антиклиналями и сходящиеся в синклиналях. Интенсивность деформации становится меньше, чем это наблюдается вблизи ядра антиклинория.

Южное крыло Сванетского антиклинория, как уже отмечалось, шире и положе, чем северное. В сечении по р. Цхенисцкали, продолжающем на юг профиль по р. Ласиль (см. рис. 24, профиль III—III), можно изучить все основные особенности структуры южного крыла

антиклинория. Вблизи палеозойского ядра толщи аспидных сланцев лейаса смяты в интенсивные мелкие складки изоклиналиного облика, очень часто наблюдается быстрое дисгармоничное затухание этих складок то вверх, то вниз по разрезу; размеры их — десятки метров. Все структуры резко опрокинуты на юг, а на расстоянии 3—4 км от контакта с палеозоем породы лейаса оказываются в перевернутом залегании. Основные разрывы, осложняющие эту часть структуры, круто наклонены на север и близки по своей ориентировке к общему падению пород. Кроме того, на складки продольного направления накладываются очень резкие поперечные складки, сопоставимые по размерам (десятки метров), а также разрывы поперечного направления. В результате создается очень сложная структура интенсивно деформированных пород, которую трудно показать и на плане, и на профиле. Только объемное перспективное изображение может отобразить взаимоотношения продольных и поперечных складок и разрывов. В сланцевых толщах здесь развит интенсивный кливаж, преимущественно падающий на север.

Южнее на поверхность выходят породы верхнего лейаса, значительно более песчаные. Складки в этих породах более простые, открытые. В некоторых из них по пачкам песчаников замок приобретает коробчатый облик, правда, выше и ниже по разрезу, если встречается равномерное чередование песчаников и сланцев, возникают характерные дисгармоничные складки, затушевывающие коробчатую форму.

Отличительной особенностью структуры южного крыла антиклинория в пределах развития пород верхнего лейаса является наличие крупных продольных зон разломов, которые делят крыло на ряд блоков. Ширина блоков составляет примерно 300—500 м, ширина зон разломов 200—300 м. В результате из-за этого не удается проследить непрерывно складчатую структуру крыла; можно видеть в непрерывной последовательности лишь 2—3 складки в пределах отдельного блока. Зоны разломов представляют собой полосы, где породы раздроблены серией мелких сближенных разрывов, интенсивно перемяты, будинированы, иногда растерты и превращены в тектоническую брекчию. В отдельных местах между частными разрывами сохраняются мелкие складки или их фрагменты, обычно сильно сжатые, по облику близкие к изоклиналиным. Степень сжатия складок внутри зон разломов гораздо выше, чем в относительно ненарушенных блоках. Вероятно, правильнее называть полосы этих разломов зонами раздавливания или развальцевания пород. Общая ориентировка этих зон хотя и близка к вертикальной, однако отчетливо видно опрокидывание их к югу. Внутри зон раздавливания и вблизи них обычно наблюдаются крутые поперечные складки, из-за чего шарниры продольных складок наклонены на 60—70°. Интересно, что зеркала скольжения на поверхностях напластования (очень многочисленные в этих зонах) несут на себе штриховку, ориентированную в самых разных направлениях: и по падению зон раздавливания, и по простиранию, и диагонально. Нередко корочки кальцита с разнонаправленной штриховкой накладываются друг на друга на поверхности одного пласта.

Несмотря на такую сложность строения южного крыла Сванетского антиклинория, можно все же видеть, что складки от одного блока к другому упрощаются по мере удаления от ядра антиклинория. В этом же направлении уменьшается и интенсивность кливажа. В крайних южных складках уже вообще нет кливажа осевой поверхности, который так хорошо выражен вблизи ядра антиклинория. Здесь сланцы, зажатые между песчаниковыми прослоями, часто кли-

важированы послыбно. Строение южного крыла антиклинория по р. Цхенисцкали, видимо, не совсем типично, поскольку это самое узкое его место. Здесь депрессия, выполненная палеогеновыми толщами и обрамляющая антиклинорий с юга, располагается ближе всего к ядру. Однако общая структура крыла в этом сечении, основные особенности ее и изменение их по простиранию очень важны для понимания условий формирования всего Сванетского антиклинория.

К востоку и к западу от р. Цхенисцкали полоса отложений верхнего лейаса расширяется, и здесь в этих породах наблюдаются открытые округлые складки, у которых крутизна наклона крыльев достигает  $60-70^\circ$  вблизи ядра антиклинория, и уменьшается до  $20^\circ$  по мере удаления от него. Для этих складок обычны мелкие дисгармоничные осложнения, будинирование пластов на крыльях. Интенсивность и степень выраженности кливажа так же, как и по р. Цхенисцкали, падает по мере удаления от ядра антиклинория. Все это можно наблюдать в верховьях рек Хеледулы, Техури, Тхеиши (см. рис. 24, профили V—V и VI—VI) к западу от р. Цхенисцкали и в бассейне р. Лухунисцкали к востоку (см. рис. 24, профиль I—I).

Южнее вдоль южного крыла антиклинория протягивается крупная синклинали, выполненная вулканогенными толщами байоса (см. рис. 24, профили I—I, V—V, VI—VI). По структурному положению и размерам она, как уже отмечалось выше, равнозначна флишевой синклинали на севере. Однако здесь грубослоистые вулканогенные породы байоса образуют чрезвычайно простую по форме синклинали с пологими углами наклона слоев на крыльях ( $20-30^\circ$ ) и плоским, иногда горизонтальным днищем. Так что по морфологии это типичная коробчатая складка. Но она не может быть прослежена непрерывно вдоль всего крыла антиклинория, поскольку не всюду отложения байоса сохранились. Отложения верхнего лейаса, которые без заметного прерыва и несогласия подстилают толщи байоса, смяты по отношению к вышележащим породам дисгармонично. Хотя в них и намечается в соответствующем месте синклинали форма, но она обычно сильно осложнена мелкими килевидными складками и разрывами. Поэтому там, где байос размыт, южная синклинали по породам лейаса имеет более сложное строение.

Иногда эта складка рассечена продольными разрывами, которые разделяют ее на блоки. В относительно опущенных блоках сохранились отложения нижнего мела, представленные известняками, характерными для южных предгорий западной части Большого Кавказа (так называемые абхазские фации). Известняки образуют единую с вулканогенными толщами структуру.

К югу от этой синклинали в западной части антиклинория на поверхности обнажаются мощные вулканогенные толщи байоса (р. Ингури, Хобицкали, Техури); они смяты в пологие простые складки крупных размеров — ширина их измеряется первыми километрами. К востоку полоса отложений байоса резко сужается и образует простую флексуру, ограничивающую на юге Сванетский антиклинорий и являющуюся его границей со структурами Грузинской глыбы. Флексура сложена известняковыми толщами верхней юры и мела. Внутреннее строение смыкающего крыла флексуры довольно сложно и изменяется по простиранию. По р. Ингури — это круто поставленная моноклинали, разбитая продольными и поперечными разрывами. В тонкослоистых мергелистых известняках верхнего мела возникают мелкие дисгармоничные складки. Восточнее, по р. Цхенисцкали (см. рис. 24, профиль III—III) известняки в смыкающем крыле флексуры сжаты в

узкие опрокинутые на юг складки — антиклиналь и синклиналь, и также осложнены мелкими разрывами. Таким образом, здесь смыкающее крыло не только подвернуто, но и смято в складки. Верхне-меловые тонкослоистые мергели также образуют серии мелких дисгармоничных складок, местами ориентированных беспорядочно, что выглядит в обнажениях как подводное оползание (р. Ладжанури).

По поперечным разрывам, разбивающим флексуру, иногда наблюдается значительное горизонтальное смещение, достигающее нескольких сотен метров. Обычно такие места используются крупными реками — это видно в ущелье р. Ингури, где наблюдается целая серия таких разрывов, по которым относительно смещено к югу западное крыло. В ущелье р. Цхенисцкали к югу смещается также западная часть примерно на 400 м. В междуречье Ингури и Цхенисцкали известняки верхнего и нижнего мела имеют широкое распространение и принимают участие в строении крупных, сравнительно пологих складок вместе с толщами байоса. Форма многих из этих складок типично коробчатая. Здесь нет такого резкого ограничения Сванетского антиклинория по флекуре, как это наблюдается в ущельях Ингури и Цхенисцкали. Таковы общие черты строения Сванетского антиклинория и характер структурных форм, слагающих его.

Из вышеизложенного можно сделать выводы:

1) антиклинорий представляет собой сложную неоднородную структуру, в осевой части которой метаморфизованные породы палеозоя слагают две крупные антиклинали, кулисообразно подставляющие друг друга (рис. 25). На обоих крыльях антиклинория, образованных мезозойскими толщами, располагаются крупные синклинали, равнозначные по своим размерам центральным антиклиналям. Четко выражено общее опрокидывание всей структуры антиклинория к югу, при

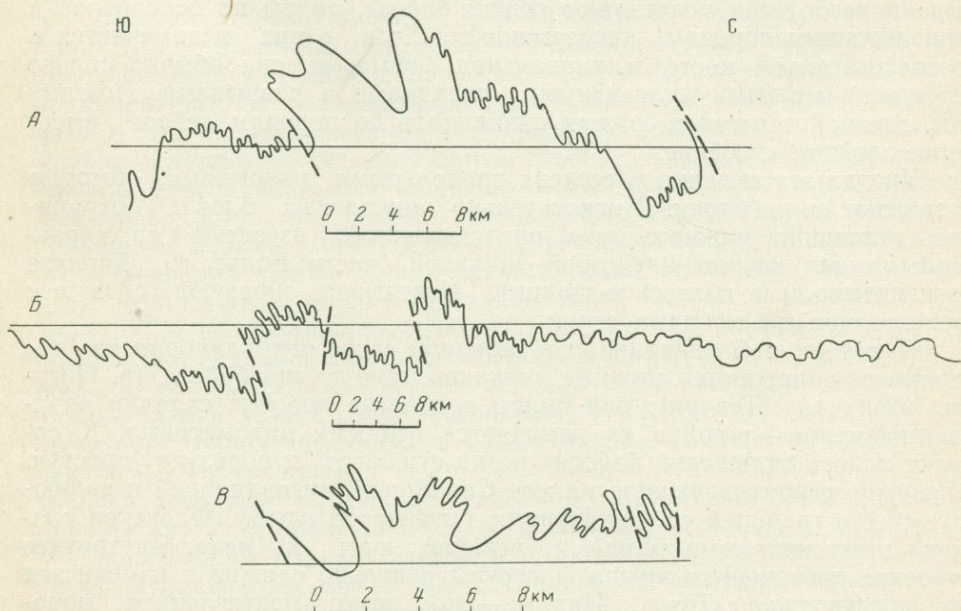


Рис. 25. Условные структурные линии вдоль профилей через зоны полной складчатости Большого Кавказа:

А — Сванетский антиклинорий, Б — Восточный Кавказ, В — флишевый синклинорий в бассейне р. Риони

этом северное крыло оказывается узким, более крутым и тесно сжатым, чем южное;

2) в пределах антиклинория развиты чрезвычайно разнообразные по своей морфологии и размерам складки: от изоклиналильных и килевидных до коробчатых и пологих, округлых структур. Наблюдается закономерная смена складчатых форм на площади, их четкая структурная приуроченность: в центральной, осевой зоне антиклинория и на северном его крыле наиболее интенсивная складчатость — килевидные и изоклиналильные формы складок. На южном крыле по мере удаления от осевой части антиклинория происходит постепенное упрощение складчатых форм до коробчатых и пологих крупных изгибов, что свидетельствует об ослаблении напряженности деформации;

3) уменьшение интенсивности деформации при переходе от осевой зоны антиклинория на крылья отмечается и по характеру внутренней структуры деформированных толщ: кливажу, будинированию пластов, мелким складкам. Напряженность деформации убывает более резко и определенно на южном крыле антиклинория, и в гораздо меньшей степени изменяется от ядра к северному крылу;

4) характерной чертой общей структуры антиклинория является ступенчатое строение его крыльев: на северном крыле наблюдаются две сравнительно широкие моноклинали, по которым происходит ступенчатый переход к более верхним (молодым по возрасту) структурным уровням; на южном — отмечаются специфические зоны раздавливания пород, разделяющие все крыло на отдельные блоки;

5) широко развиты складки поперечного направления, приуроченные главным образом к участкам погружения крупных структур и к зонам раздавливания пород; сочетание складок продольного и поперечного направления создает чрезвычайно запутанную, сложную структуру;

6) хотя в разрезе пород, слагающих антиклинорий, отмечаются перерывы осадконакопления, сопровождающиеся угловыми несогласиями, все комплексы пород деформированы в общем по единому плану, и в совокупности складчатые и иные структурные формы образовали его единую и сложную структуру.

### ОСЕВАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Общие черты структуры этой области, рассмотренные ранее, обнаруживают удивительное сходство с общим обликом Сванетского антиклинория. Здесь, на Восточном Кавказе, так же как в Сванетии, осевая часть — ядро мегантиклинория — образована двумя антиклинориями, разделенными синклинием, т. е. опять мы видим «двугорбое» строение осевой зоны (см. рис. 25). Поскольку эта структура здесь еще подчеркнута крутыми разрывами и блоковыми перемещениями по ним, то приподнятые положительные структуры оказываются горст-антиклинориями Бокового и Главного хребтов, а опущенная — грабен-синклинием Бежитинским. На Восточном Кавказе зоны разных морфологических типов складчатости закономерно сменяют друг друга на площади, причем наблюдается такое же отчетливое уменьшение интенсивности деформации от ядра к крыльям. В обоих случаях складчатая структура продольными разрывами разделена на блоки, ступенчато спускающимися от осевой, наиболее приподнятой части.

Однако в силу того что осевая часть Восточного Кавказа имеет гораздо большие линейные размеры (450—500 км вдоль простираения

и 60—80 км в ширину), чем Сванетский антиклинорий (100 и 30—40 км соответственно), все зоны складчатости на Восточном Кавказе развиты более полно, им как бы более просторно, и поэтому различия между разными типами складок выявляются более отчетливо, границы между этими зонами более определенные. Здесь есть возможность проследить изменение морфологии складчатости вдоль простирающихся различных зон и сопоставлять эти изменения с вариациями в литологическом составе пород, с изменением амплитуды вертикальных движений и другими факторами, влияющими на степень деформированности пород и общий облик складок.

Кроме того, весьма существенно, что вдоль простирающейся осевой зоны Восточного Кавказа обнаруживается ряд крупных ундуляций шарнира ядра мегантиклинория. Горст-антиклинорий Бокового хребта приподнят в крайней западной части, в районе Военно-Грузинской дороги, возле поперечной флексуры, по которой происходит сочленение Восточного Кавказа с Центральным. Здесь из-под аспидно-сланцевых толщ нижней юры на поверхности обнажается гранитная интрузия Дарьяльского массива. На основании сопоставлений осадочных толщ и единичных находок фауны плохой сохранности некоторыми геологами даже высказывалось мнение, что нижнюю часть лейасовых отложений следует относить к триасу или даже к верхам палеозоя (Мельников, 1962, 1967; Афанасьев и др., 1975). Вряд ли это предположение можно считать сейчас достаточно убедительно обоснованным, но так или иначе ясно, что здесь на поверхности оказывается самая нижняя часть альпийского комплекса осадков.

Те геологи, которые занимались изучением районов к западу от Военно-Грузинской дороги, склонны удреивать возраст толщи аспидных сланцев, поскольку в Северной Осетии и в Дигории толщи карбона и перми представлены сходными по литологии породами (Мельников, 1967; Суханов, 1975). Те же, кто занимался исследованием восточных районов, не видят оснований для того, чтобы считать эти толщи более древними, чем юра (Безносков, Шелховской, 1968). Нигде восточнее Военно-Грузинской дороги нет достоверно обоснованных выходов палеозоя, а чрезвычайно однообразная толща аспидных сланцев непрерывно прослеживается из бассейнов Аргуна и Андийского Койсу к Тереку. Вопрос остается спорным до настоящего времени. Хотя надо заметить, что западнее Военно-Грузинской дороги блоковые движения орогенной стадии проявились с большей интенсивностью, чем к востоку (Мстиславский, 1970; Афанасьев и др., 1975), и в этих условиях проследить стратиграфические комплексы от разреза к разрезу задача значительно более трудная и достоверность результатов, естественно, снижается.

К востоку от бассейна р. Терек происходит погружение ядра антиклинория Бокового хребта, и в верховьях р. Кистинки (правый приток Терека) в аспидных сланцах, переслаивающихся с кварцитами, можно видеть периклиналь, соответствующую этому погружению.

Следующее к востоку воздымание шарнира антиклинория Бокового хребта происходит в верховьях бассейна р. Асса. Здесь также на поверхности оказывается обнаженной нижняя часть альпийского осадочного комплекса, где отмечается переслаивание аспидных сланцев и кварцевых песчаников. При сложной интенсивной складчатости, в которую смяты эти породы, трудно проследить четкие границы этого поднятия, но тем не менее выход этих толщ, относящихся к основанию альпийского комплекса осадков, образует в плане вытянутую вдоль общего простирающихся всех толщ линзу.

Еще восточнее в верховьях бассейна р. Андийское Койсу и в западной части бассейна р. Аварское Койсу, располагается наиболее обширное поднятие шарнира ядра антиклинория Бокового хребта. Доальпийский фундамент остается погруженным на значительную глубину — до 1 км, но по сравнению с соседними к западу и к востоку участками он относительно приподнят. В толщах почти сплошных аспидных сланцев это воздымание шарнира трудно наблюдать непосредственно в обнажениях, и устанавливается оно главным образом по реконструкции (достаиванию в глубину) детальных структурных профилей. Кроме того, воздымание в Боковом хребте совпадает с поднятием в антиклинории Главного хребта, располагающемся южнее на том же участке, вкrest простираения мегантиклинория — в верховьях рек Лапота, Стори и Алазань. Вместе эти поднятия соответствуют крупному поперечному перегибу Восточного Кавказа, получившему в литературе название Дагестанского клина.

Крайнее восточное воздымание ядра мегантиклинория расположено в средней части бассейна р. Самур и ее притока Ахтычай. Антиклинорий Бокового хребта, постепенно погружающийся к востоку от Дагестанского клина, в бассейнах рек Каракойсу и Казикумухское Койсу оказывается сложенным на поверхности толщами верхнего лейаса, а в этом восточном поднятии вновь обнажаются аспидные сланцы среднего лейаса.

Следует отметить, что ундуляции шарнира ядра мегантиклинория, установленные геологическими и структурными методами, подтверждаются независимыми данными по металлогении (Бунин, 1960, 1961) — с воздыманиями шарнира совпадают области повышенного содержания рудных элементов. Состав рудоносных минералов и наблюдающаяся в таких обогащенных участках зональность рудопроявлений приводят Г. Г. Бунина к выводу, что рудоносность связана с батолитовыми интрузиями гранитоидного состава, располагающимися на сравнительно небольшой глубине. В таком случае все воздымания шарнира мегантиклинория, видимо, построены аналогично самому западному — Дарьяльскому, но фундамент в них остается ниже дневной поверхности.

Все эти воздымания осевой зоны Восточного Кавказа подчеркнуты системой концентрических кольцевых и радиальных долин (Русанов, Яброва, 1974). В других областях (Алтай, Саяны) совершенно ясно устанавливается связь подобного расположения речных долин с гранитными куполами (Минина, 1974), и более того, удается показать механизм возникновения именно такой конфигурации речной сети над погребенными гранитными батолитами. Е. А. Минина на ряде примеров показывает динамику развития сопряженной системы кольцевых и радиальных долин. Поэтому представляется весьма вероятным, что подобное строение рельефа на Восточном Кавказе тоже обусловлено именно этой причиной. Это еще одно подтверждение представлений, основанных на структурных данных, о строении осевой зоны мегантиклинория.

Таким образом, ядро мегантиклинория представляет собой как бы ряд куполов, вытянутых вдоль простираения общего поднятия Большого Кавказа и слившихся в единую антиклинорную зону. Это чрезвычайно важное обстоятельство, которое непременно должно учитываться при построении любых моделей процесса формирования современной структуры мегантиклинория. В связи с этим следует остановиться подробнее на структурных особенностях наиболее высоко приподнятой части осевой зоны Восточного Кавказа — района Дарьяль-

ского массива. Тем более что по поводу геологических соотношений, наблюдающихся здесь между осадочными и магматическими комплексами пород, возникают споры. Интерпретация же структуры и взаимоотношений разных пород этого района оказывается одним из главных ключевых вопросов, от решения которого зависят наши представления о механизме формирования структуры Большого Кавказа в целом.

Как уже указывалось, в районе Военно-Грузинской дороги, где был составлен первый полный разрез мезо-кайнозойских отложений Кавказа и построен первый структурный профиль через весь мегантиклинорий (Ренгартен, 1926, 1932), нижняя часть разреза юрских осадков лежит на гранитном теле Дарьяльского массива. До сих пор, несмотря на длительный период изучения этого района и огромное число публикаций, посвященных различным аспектам его геологии, нет единого мнения ни о возрасте самого Дарьяльского массива, возрасте вмещающих толщ, ни по поводу характера контактов гранитов с осадочными породами.

Дарьяльский массив представляет собой массивное гранитное тело батолитового типа. По составу это микроклинизированные плагиограниты (Левинсон-Лессинг, 1914; Афанасьев, 1958; Шенгелия, 1961). В плане массив имеет вид линзы, вытянутой вдоль общего простираения обрамляющих его осадочных толщ, его ширина вкrest простираения около 6 км, длина 10—12 км. Примечательно, что во внутренней части массива граниты имеют массивную неориентированную полнокристаллическую структуру, а по периферии они становятся гнейсовидными, темноцветные минералы образуют четкую линейность, параллельную слоистости и кливажу вмещающих пород, круто наклоненную к югу. Определения абсолютного возраста гранитов по калий-аргоновому методу дают очень большой разброс значений, что в значительной мере способствует противоречивому пониманию их места в общей структуре и в процессе эволюции Большого Кавказа. Согласно данным Г. Д. Афанасьева (1958, 1960), подтвержденным позже М. М. Рубинштейном (1967) и Д. М. Шенгелия (1961), возраст дарьяльских гранитов заключается в пределах 220—190 млн. лет. И таким образом граниты считаются позднепалеозойскими. Однако по образцам, отобранным Кавказской экспедицией ИФЗ Л. Л. Шаниным в лаборатории ИГЕМ, были получены цифры 160—140 млн. лет; определения делались и по валовым пробам, и по мономинеральным фракциям. Эти данные указывают на среднеюрский возраст дарьяльских гранитов.

В данном случае большое значение приобретает характер контактов гранитов с вмещающими породами. Со времени выхода работы В. П. Ренгартена (1926), ставшей классической, считалось, что аспидно-сланцевая толща ложится на граниты трансгрессивно с конгломератами в основании. Однако настоящих конгломератов, свидетельствующих о размыве гранитного тела перед отложением сланцевой толщи, обнаружить не удастся нигде. На притоках Терека, р. Кистинке и р. Амали, повсюду, где удастся наблюдать непосредственные контакты гранитов со сланцами, виден постепенный переход от гранитов к осадочной толще, занимающий от 1—2 м до 10—12 м по мощности. Постепенный переход заключается в том, что в толще сланцев и кварцитов по мере приближения к контакту начинают появляться согласные с напластованием прослои гранитного материала, вначале тонкие (до 1—2 см) и редкие, затем их становится все больше и, наконец, мы видим сплошное гранитное тело (гнейсовидное по периферии). Так что

контакт между гранитами и осадочной толщей является, как нам кажется, типичной зоной мигматизации. Следует отметить, что внутри гранитного тела, вблизи контакта, часто встречаются мелкие ксенолиты сланцев, иногда достигающие нескольких метров в длину и до 1 м по мощности. Отдельные горизонты переходной зоны между гранитами и осадочными толщами иногда по облику напоминают гравелиты. Автору удалось в личных беседах с В. П. Ренгартеном обсудить этот вопрос и, воспользовавшись его любезностью, просмотреть его полевые книжки 1925—1927 гг. В полевых записях В. П. Ренгартена ни в одной точке, где описывается контакт гранитов со сланцевой толщей, нет упоминания о конгломератах. Чаще всего записано: «как будто бы гравелиты», «может быть гравелиты». Слово «конгломераты», неосторожно попавшее в первую публикацию, приобрело силу установленного факта и сняло с повестки дня всякие обсуждения характера контакта дарьяльских гранитов. И хотя позже неоднократно высказывались сомнения в трансгрессивном налегании осадочных толщ на граниты (Мельников, 1962, 1967), все же установившееся мнение оказалось более сильным.

Вмещающие породы, аспидные сланцы с небольшим количеством кварцитов, лежат в общем согласно с гранитным телом и как бы облекают его, и таким образом образуется брахиантиклиналь с интрузией в ядре. На восточном погружении Дарьяльского массива по р. Кистинке видно, как сланцевые толщи повторяют контуры гранитного тела и образуют периклинальное замыкание складки. На западном погружении массива взаимоотношения интрузива и осадочных толщ более сложные. Здесь в ущелье р. Амали в обрывах левого борта, непосредственно над погружающимся гранитным телом в сланцевых толщах образуются узкие килевидные складки, описанные впервые еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1904). Углы наклона крыльев этих складок 60—70°, осевые поверхности их слабо опрокинуты к югу.

И осадочные толщи, и тело гранитной интрузии пронизаны огромным количеством даек диабазового и габбро-диабазового состава. Это так называемый «Казбекский диабазовый пояс». Мощность даек меняется от нескольких сантиметров до 3—4 м и даже 5—6 м. Дайки по составу разделяются на два комплекса: габбро-лейкодиабазовый (или габбро-анортозитовый) и габбро-диабазовый (Афанасьев и др., 1975; Суханов, 1975), причем первый из них считается позднепалеозойским, а второй — мезозойским. Дайки вместе с осадочным комплексом пород интенсивно деформированы, что выражается в сильном будинаже, которому подверглись все без исключения тела магматических пород. В соответствии с мощностью даек размеры линз изменяются в очень широких пределах — от десятков сантиметров до 7—8 м. Такое же разнообразие наблюдается в дайках и внутри гранитного массива, при этом в гранитном материале вблизи крупных даек видны затеки, апофизы вещества основных магматических пород. И так же как и гнейсовидная полосчатость в гранитах, кливаж и слоистость в осадочных толщах, дайки диабазовой формации круто наклонены на юг, и все вместе образуют четкую единую линейность структуры, общую как для гранитного массива, так и для вмещающих его пород. Это не оставляет сомнений в том, что граниты, вмещающие комплексы осадочной толщи, и дайки основных пород были деформированы совместно и одновременно, и скорее всего в мезозойское время.

Даже если считать дарьяльские граниты палеозойскими, а также отнести к позднему палеозою или триасу нижнюю часть аспидно-сланцевой толщи (около 1000 м — по В. М. Мельникову, 1962 и

М. К. Суханову, 1975 г.), то все равно приходится признать, что в альпийское время — в поздней юре и в мелу — гранитный массив был реобилизован, приобрел относительно пластичное состояние, что позволило ему испытать интенсивные пластические деформации совместно с комплексом вмещающих осадочных пород. Видимо именно с этими деформациями связано омоложение абсолютного возраста, данные которого получены по целому ряду проб из гранитов и комплекса даек (Афанасьев и др., 1975).

Поскольку данные о детальном изучении структур Восточного Кавказа в целом и Сланцевого Дагестана в особенности были в свое время опубликованы (Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964, 1970), мы остановимся на них очень кратко; отметим лишь изменение степени деформированности пород и изменения морфологии и размеров складок вдоль простираия складчатых зон.

Вкрест простираия с севера на юг в осевой части Восточного Кавказа выделяются следующие зоны морфологических типов складок (см. рис. 7): моноклинал, осложненная флексурами, коробчатые складки, открытые дугообразные складки, килевидные и изоклиальные складки. Эти зоны образуют северное крыло и ядро мегантиклинория. На южном крыле может быть выделена зона опрокинутых килевидных складок, которая, однако, не может быть прослежена вдоль всего простираия мегантиклинория, поскольку в западной части Восточного Кавказа она опущена на значительную глубину и со средне-лейасовыми толщами осевой зоны мегантиклинория в Кахетии непосредственно контактируют четвертичные образования Алазанской наложенной впадины.

Таким образом, и на Восточном Кавказе, так же как в Сванетии, осевая зона мегантиклинория в целом построена асимметрично: широкое и относительно пологое северное крыло, где полно развиты зоны разных типов складок, и крутое, сильно сжатое, раздавленное южное крыло. При общем опрокидывании всей структуры к югу такая асимметрия естественна и она оказывается обратной по отношению к Сванетскому антиклинорию, где крутым и раздавленным оказывается северное крыло, а пологим — южное.

В зоне флексур наблюдаются широкие участки пологого, иногда даже горизонтального залегания пластов, чередующиеся с узкими участками крутого падения на смыкающих крыльях флексур. Амплитуда каждой флексуры не превышает нескольких десятков метров, редко достигает сотни метров. В целом же эта зона выглядит как ряд ступеней, постепенно поднимающихся к югу, в сторону ядра мегантиклинория, и общая амплитуда подъема составляет в центральной части Сланцевого Дагестана примерно 1000 м. В первом приближении зону флексур можно рассматривать как моноклинал, отделяющую Сланцевый Дагестан от расположенной севернее и лежащей гипсометрически ниже складчатой ступени Известнякового Дагестана. Ширина зоны флексур изменяется по простираию от 15 км в центральной части Сланцевого Дагестана, в бассейне р. Аварское Койсу, до 4—5 км к западу и к востоку. В наиболее широком месте зона флексур отличается и наибольшей сложностью строения: моноклинал осложнена несколькими стулообразными изгибами, иногда сопровождающимися разрывами, с локальными дисгармоничными складками вблизи них. По мере сужения зоны флексур к западу и к востоку от бассейна Аварского Койсу внутреннее строение ее становится проще. И, наконец, на крайнем западе и на востоке Восточного Кавказа зона флексур превращается в просто построенное крутое крыло

антиклинальной складки, по которому происходит сочленение приподнятой осевой зоны мегантиклинория со ступенью северного склона. Аналогичная картина наблюдается в бассейнах рек Аргун, Асса на западе и на периклинали Мугринской антиклинали на востоке. По р. Тереку моноклираль опрокинута к северу, и пласты оказываются в перевернутом залегании.

В зоне коробчатых складок опять-таки широкие участки пологого, иногда горизонтального залегания пластов на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей разделены полосами с крутым падением пластов на крыльях. Но поскольку здесь развиты нормальные складки, то падение на крыльях обращено в разные стороны, то к югу, то к северу. Углы падения на крыльях складок изменяются от 40 до 70°. Амплитуда складок достигает 500—600 м. Ширина складок вкрест простирания измеряется первыми километрами, иногда достигая 7—8 км. Зона коробчатых складок занимает очень широкую площадь на востоке области и постепенно сужается к западу, фактически выклиниваясь в междуречье Аргуна и Ассы. Складки, объединенные по морфологическому признаку в зону коробчатых складок, обнаруживают довольно большое разнообразие форм, причем изменение формы складок происходит вполне закономерно: по направлению с юго-востока на северо-запад, вдоль простирания зоны, складчатые формы постепенно усложняются. На востоке, в пределах Мугринского антиклинория, наблюдаются типичные коробчатые складки, не затушеванные никакими осложнениями. Окраинные северо-восточные складки Мугринского антиклинория упрощаются настолько, что теряют свою коробчатую форму и антиклинали превращаются в пологие валообразные поднятия. На западе, в бассейне р. Аварское Койсу, мелкие осложняющие дисгармоничные складки и разрывы развиты настолько сильно, что коробчатый облик складок первого порядка устанавливается с трудом. Кроме того, в каждом сечении наблюдается усложнение складок и вкрест простирания складчатой области — с северо-востока к юго-западу. Эти изменения в морфологии складок тесно связаны с изменениями литологического состава деформированных толщ. Чем больше в разрезе пластичных глинистых пород, тем больше мелких дисгармоничных осложнений в крупных коробчатых складках.

Зона открытых дугообразных складок является как бы переходной между сравнительно просто деформированными коробчатыми складками и интенсивными складками ядра мегантиклинория. В этой зоне углы падения пластов на крыльях, как правило, составляют 50—60°, при этом падение плавно изменяется в замках от северного к южному, поскольку перегибы здесь обычно округлые, плавные. Амплитуда складок местами возрастает до 800—1000 м. Меняется и ширина складок, причем наблюдается интересная закономерность: чем больше ширина зоны вкрест простирания, тем меньше размеры заполняющих ее складок, в местах сужения зоны складки увеличиваются по ширине и высоте. Наибольшей ширины эта зона достигает в центральной части Сланцевого Дагестана, в бассейне р. Каракойсу — 15—18 км, где она заполнена целой серией открытых складок, поперечные размеры которых не превышают 1,0—1,5 км. Создается впечатление, что в этой переходной зоне для каждого ее участка, каждого сечения отпущено как бы одинаковое количество вертикальных перемещений пластов, и при большой ширине зоны оно реализуется во многих складках, а при меньшей — в одной-двух. При этом облик и форма складок остаются во всех случаях подобными.

Центральную часть осевой зоны мегантиклинория (его ядро) образует зона изоклиальных и килевидных складок, где степень деформированности пород оказывается наибольшей. В этих складках, как показывает уже само их название, в замках отмечаются резкие перегибы пластов, иногда просто излом. Углы падения на крыльях близки к вертикальным, иногда наблюдается опрокидывание крыльев и перевернутое залегание, но обычно углы падения не меньше  $70^\circ$ . Амплитуда складок часто превышает 1000 м, а размеры по ширине изменяются в широких пределах — от первых сотен метров до нескольких километров. При этом в изменении ширины складок в этой зоне можно уловить ту же закономерность, что и в зоне открытых дугообразных складок: в местах сужения зоны складки становятся крупнее, в местах расширения — мельче.

Степень деформированности пород определяется не одной лишь морфологией складок. Только в зоне изоклиальных и килевидных складок ядра мегантиклинория развит интенсивный совершенный кливаж, пронизывающий всю толщу преимущественно глинистых пород. Кливаж, как правило, параллелен осевым поверхностям складок и сохраняет более устойчиво свою ориентировку, чем слоистость. На крутых крыльях изоклиальных складок ориентировка кливажа почти совпадает с напластованием, а в тех местах, где отсутствуют или почти отсутствуют песчаники, сказывается затруднительным найти поверхности напластования, поскольку кроме кливажа в обнажениях, как правило, не видно никаких других плоскостей.

Зона изоклиальных и килевидных складок, как уже упоминалось выше, разделена в западной части Восточного Кавказа (от р. Терек до бассейна р. Каракойсу) на три структурные единицы, которые определяют облик этой части мегантиклинория. Это горст-антиклинорий Бокового и Главного хребтов и Бежитинский грабен-синклинорий между ними. Изоклиальная складчатость в этих структурах в целом образует ясно выраженный веер с опрокидыванием к северу на северном краю ядра мегантиклинория и к югу — на южном, причем опрокидывание на юг выражено более резко. В центральной части Восточного Кавказа, между реками Каракойсу и Андийское Койсу, площадь развития изоклиальных складок имеет наибольшую ширину (30—40 км). Помимо интенсивного кливажа часты разрывы, осложняющие складки. Характерно развитие послонных срывов, которые выражены обычно мощными зонами ожелезнения и окварцевания пород. Амплитуду таких срывов установить обычно очень трудно. Ширина складок составляет сотни метров.

При продолжении на запад северный край антиклинория Бокового хребта срезается разломом, и аспидные сланцы среднего лейаса образуют здесь одну крупную антиклинальную складку изоклиального облика, опрскинутую к северу (рис. 26 — см. вкладку). Эта складка может быть прослежена на запад до Военно-Грузинской дороги, где она выходит прямо на Дарьяльский массив. Однако поскольку в лейасовых отложениях, слагающих ее, преобладают сланцы и есть места, где совершенно отсутствуют песчаные прослои, замок этой антиклинали иногда видеть не удается; в этом случае наблюдается так называемая «ложная моноклинали». Но все же на отдельных участках отчетливо виден перегиб пластов в замке этой антиклинали, который позволяет проследить ее ось от одного поперечного сечения к другому. Такой замок виден по ущелью р. Гакко, притоку р. Андийское Койсу, в верховьях р. Агун, на перевале Качу (Шолпо, 1970). До верховьев р. Агун в антиклинали Бокового хребта сохраняется опрокидывание

к северу, в верховьях р. Асса осевая поверхность ее становится вертикальной, а в районе Военно-Грузинской дороги по притокам Терека, Армхи и Шон-дон, в той же антиклинали наблюдается опрокидывание на юг (см. рис. 26).

Труднее выявляется общая структура антиклинория Главного хребта, из-за плохой обнаженности невозможно проследить по простирающемуся изменению отдельных складок, их морфологию. Но по отдельным профилям видно, что основная черта структуры — резко опрокинутые к югу изоклинали складки — сохраняется на всем его протяжении.

В Бежитинском грабен-синклинории интенсивность складчатости несколько меньше, чем в Боковом и Главном хребтах. Здесь наряду с изоклиналичными и килевидными складками встречаются открытые округлые складки, углы наклона крыльев в которых 50—60°. Менее совершенен здесь и кливаж.

Таким образом, в направлении от северного крыла мегантиклинория к его ядру наблюдается возрастание углов падения пластов на крыльях складок, постепенное исчезновение участков пологого горизонтального залегания, увеличение амплитуды складок, более резкие перегибы в замках. Такое изменение морфологических особенностей мы расцениваем как результат более интенсивной деформаций. Это количественное изменение отмеченных особенностей сопровождается весьма существенными качественными изменениями во внутренней структуре деформированных толщ. Только для центральной зоны, занимающей ядро мегантиклинория, зоны килевидных и изоклиналичных складок, характерно развитие интенсивного кливажа, который пронизывает все толщи сланцев среднего лейаса и придает им аспидный, филлитовидный облик. Поверхности кливажа, как правило, параллельны осевым поверхностям складок и так же, как и складки этой зоны, образуют нормальный веер.

Складчатая структура осевой зоны Восточного Кавказа, так же как и в Сванетском антиклинории, разделена продольными разломами на ряд ступеней, поднимающихся к ядру мегантиклинория. Если считать весь Сланцевый Дагестан ступенью первого порядка, в его пределах можно выделить четыре крупные ступени второго порядка. Это с севера на юг: Мугринская, Андийско-Самурская, Тляротинско-Курушская и Кодорско-Тфанская (Шолпо, 1964). Из них две первые отвечают северному крылу мегантиклинория, Тляротинско-Курушская — ядру (и в свою очередь делится на горсты и грабен — Бокового и Главного хребтов и Бежитинский), а Кодорско-Тфанская — южному крылу. На поверхности граница между разными ступенями не всегда выражена разломами, иногда это крутая моноклинал, составляющая смыкающее крыло крупной региональной флексуры.

Мугринская ступень, занимающая наиболее низкое гипсометрическое положение в осевой зоне Восточного Кавказа, оказывается приподнятой на 1—2 км по отношению к ступени Известнякового Дагестана, примыкающей к ней с северо-запада, и к Прикаспийской равнине, расположенной северо-восточнее. В то же время относительно Андийско-Самурской ступени Мугринская опущена на 2—2,5 км и отделяется от нее серией региональных разломов, протягивающихся вдоль северного склона Самурского хребта. Так же сильно меняется превышение осевой Тляротинско-Курушской ступени над Андийско-Самурской (от 1,0 до 2,5 км) и над ступенью южного крыла — Кодорско-Тфанской — от 1,5 до 2 км.

Соотношение структурных ступеней с выделенными зонами разных типов складок не везде одинаково. Зона коробчатых складок на западе располагается целиком в пределах Андийско-Самурской ступени, северная часть которой занята зоной флексур, образующей смыкающее крыло региональной флексуры, отделяющей осевую зону мегантиклинория от Известнякового Дагестана. На востоке зона коробчатых складок разделена на две части и занимает не только Андийско-Самурскую ступень, но и Мугринскую. Зона открытых дугообразных складок на западе располагается на Тляротинско-Курушской ступени, на востоке она спускается на одну ступень с зоной коробчатых складок и занимает южную часть Андийско-Самурской ступени. Зона изоклинальных складок ядра мегантиклинория на всем протяжении расположена в пределах одной Тляротинско-Курушской ступени. Опрокинутые складки южного крыла мегантиклинория также ограничены лишь пределами Кодорско-Тфанской ступени. Таким образом, из этих соотношений даже в самом общем плане можно видеть, что ступени наложены на складчатую структуру. При детальном рассмотрении границ между отдельными ступенями еще с большей очевидностью выявляется их наложенный характер — в некоторых случаях разрывы, разделяющие ступени, пересекают отдельные складки. Однако общее простираение зон разного типа складчатости и структурных ступеней, а также почти точное соответствие границ зоны изоклинальных складок и Тляротинско-Курушской ступени показывает, что формирование складчатости и образование ступеней — процессы взаимосвязанные, хотя и разновременные.

#### ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ФЛИШЕВОГО СИНКЛИНОРИЯ

Флишевый синклиорий южного склона Большого Кавказа протягивается с небольшими перерывами через весь Кавказский перешеек от Новороссийска на западе до Кабристана в Азербайджане на востоке. Для этой зоны характерны сильно сжатые килевидные и изоклинальные складки разных размеров, а также резкая опрокинутость их на юг — от оси мегантиклинория Большого Кавказа. Не только складки, но и большинство разрывов, которые здесь имеют большей частью характер надвигов, опрокинуто к югу. Все это создает картину сложной, напряженной тектоники этой полосы. Почти любой профиль, построенный через эту зону, отчетливо показывает движение масс с севера на юг. Это обстоятельство привело к тому, что многими исследователями единственной причиной складкообразования во флишевой зоне считается боковое давление со стороны растущего поднятия Главного хребта на севере; с юга же жестким упором, по их мнению, служила относительно устойчивая область Курино-Рионского срединного массива.

Однако детальные структурные исследования морфологии складчатости флишевой зоны и изучение мелких структурных форм, осложняющих крупные складки, показывают, что это не так просто. В пределах флишевой зоны оказывается возможным выделить зоны или полосы развития разных морфологических типов складок. Это находит свое отражение в тектоническом районировании складчатой системы южного склона, предложенном П. Д. Гамкрелидзе (1964), где Местийско-Тианетская зона (так назван флишевый синклиорий в пределах Грузии) разделяется на ряд подзон, и морфологические типы складчатости играют при этом определенную роль. Но если в Сванетии и на Восточном Кавказе зоны разных типов складок как бы

концентрически обрамляют ядро, а при поперечных пересечениях этих областей сменяют друг друга вкрест простирания, то во флишевой зоне смена складок разных типов происходит по простиранию самого флишевого трога в соответствии с его общими погружениями и воздыманиями. Весьма существенно, что в пределах полосы флишевых отложений, вопреки установившемуся мнению, отмечаются участки, где складки опрокидываются на север, образуя отчетливо выраженную веерообразную структуру. Такие участки имеют вполне определенную структурную приуроченность и тяготеют к центральной осевой полосе флишевого трога.

Наибольший интерес представляет строение участка флишевой зоны между бассейном р. Ингури на западе и р. Арагви на востоке (рис. 27). На этом участке флишевый синклиниорий ступенчато погружается в направлении с запада на восток, и каждая такая ступень связана с расширением полосы развития флиша на поверхности, а также с увеличением возрастного диапазона отложений, участвующих в образовании складчатой структуры флишевого синклиниория. Северная граница флишевой зоны остается более или менее прямолинейной на всем протяжении этого участка и проходит вдоль так называемого Главного Кавказского надвига, а южная, также связанная с разрывами, образует в плане коленообразные изгибы, соответствующие ступенчатым погружениям флишевого синклиниория по крупным региональным флексурам.

Западная флексура примерно совпадает с поперечным водоразделом бассейнов рек Цхенисцкали и Риони. К западу от нее, в Сванетии, полоса флишевых отложений имеет ширину не более 2—3 км, и

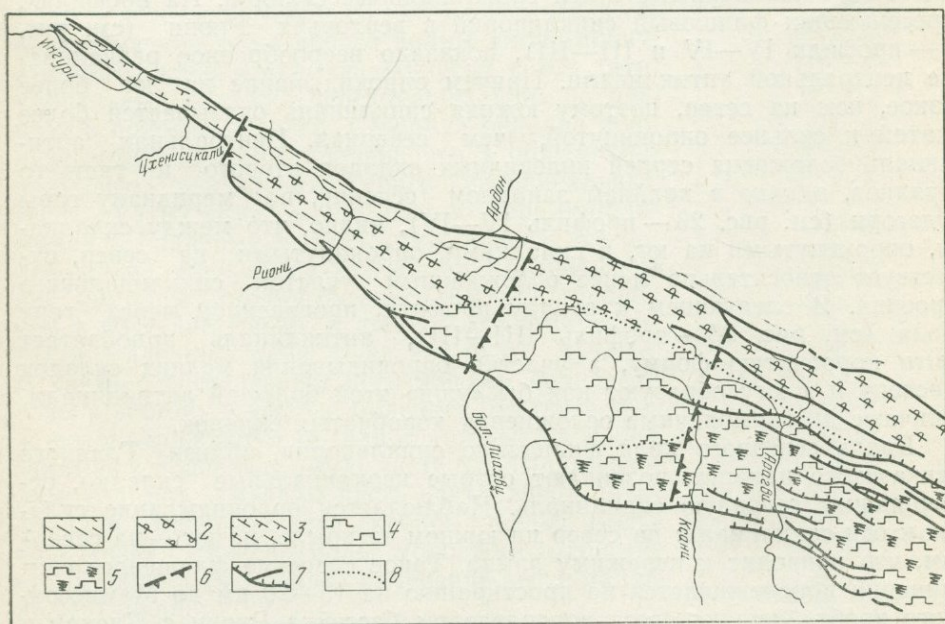


Рис. 27. Схема структуры центральной части флишевого синклиниория между бассейнами рек Ингури и Арагви

1 — изоклиальная складчатость; 2 — опрокинутые изоклиальные складки; 3 — синклиналь западной части флишевой зоны; 4—5 — коробчатые складки (5 — с интенсивными дисгармоничными осложнениями); 6 — поперечные флексуры; 7 — разрывы (с бергштрихами надвига); 8 — границы зон разного типа складчатости

здесь эти толщи образуют одну симметричную синклираль, внутреннее строение которой было рассмотрено выше. Восточнее этой поперечной флексуры полоса развития флиша резко расширяется, и ширина ее вкрест простирается становится примерно 15 км; складчатая структура флишевого синклинория представлена толщами верхней юры и отложениями нижней части нижнего мела.

Следующая к востоку поперечная флексура и соответствующее ей ступенчатое погружение флишевого синклинория расположены примерно по линии водораздела Большой и Малой Лиахвы. К востоку от этой линии ширина флишевой зоны вновь возрастает — до 30 км, а в ее строении на поверхности принимают участие главным образом толщи верхнемелового флиша и верхние горизонты нижнего мела (ап — альб); верхнеюрские же толщи и нижние горизонты нижнего мела выходят на поверхность только на ее северной окраине.

Таким образом, в пределах рассматриваемого участка флишевого синклинория мы имеем возможность наблюдать изменение характера складчатых деформаций не только по площади, но и по вертикали в широком возрастном диапазоне. Это очень важное обстоятельство, позволяющее получить дополнительные новые данные об изменении морфологии складок и типа деформации пород в одном вертикальном разрезе единого структурного комплекса.

В бассейне Риони, к востоку от первой поперечной флексуры, в полосе флишевых отложений видна система складок первого порядка, сильно осложненных мелкими изоклинальными и килевидными складками более высоких порядков (рис. 28 — см. вкладку). Общая синклинорная структура флишевой зоны осложнена здесь в центральной осевой части крупной антиклиналью, к северу и к югу от которой располагаются соизмеримые с ней синклинальные складки. На профилях, пересекающих флишевые синклинории в верховьях Риони (см. рис. 28 — профили IV—IV и III—III), показано веерообразное разваливание центральной антиклинали. Причем опрокидывание на юг более резкое, чем на север, поэтому южная синклираль оказывается более сжатой и сильнее опрокинутой, чем северная. Центральная антиклираль осложнена серией килевидных складок второго и третьего порядков, однако в крайнем западном сечении, по меридиану горы Будзгори (см. рис. 28 — профиль IV—IV), видно, что между складками, опрокинутыми на юг, и складками, опрокинутыми на север, существует относительно менее осложненный участок синклинального строения. В следующем к западу профиле, проведенном через гору Шода (см. рис. 28 — профиль III—III), антиклираль приобретает почти коробчатую форму, а участки опрокидывания мелких складок к северу и к югу образуют как бы «уши» этой большой антиклинали, типичные дисгармоничные осложнения коробчатых складок.

Вдоль северного края флишевого синклинория, вблизи Главного Кавказского надвига, возникают острые изоклинальные складки, осложняющие северную синклираль. Наблюдается опрокидывание складок к оси синклинали: на север на южном ее крыле, на юг — на северном, что приводит к пережиму замка. Такое строение флишевого синклинория прослеживается по простираению на 15—20 км до Мамиссонского хребта, являющегося водоразделом бассейна Риони с Лиахви и Ардоном. На этом участке отмечается поразительное сходство общей структуры флишевого синклинория со структурой Сванетского антиклинория и осевой зоны Восточного Кавказа. Сходство это еще больше обнаруживается при рассмотрении внутренних деформаций осадочных толщ, и в первую очередь кливажа.

Совершенный региональный кливаж, параллельный осевым поверхностям складок и пронизывающий все толщи осадочных пород, развит только в осевой части флишевого синклинория и приурочен к центральной антиклинали, осложняющей его. Кливаж образует такой же расходящийся веер, как и осложняющие эту антиклиналь мелкие складки. С ним связаны специфические дисгармоничные деформации более жестких песчаниковых или мергелистых пластов, известные в литературе под названием «кишечных», или «паразитных» складок (де-Ситтер, 1960; Кириллова, 1965). По мере удаления от ядра центральной антиклинали, кливаж сразу становится менее совершенным, перестает затрагивать более жесткие пласты. Особенно резко это изменение происходит при переходе к южной окраине флишевого синклинория, и менее заметно к северу от антиклинали, где вблизи Главного Кавказского надвига вновь развит интенсивный кливаж.

В бассейнах рек Джоджора, Кешельта и Большая Лиахви (рис. 29) центральная антиклиналь становится крупной коробчатой складкой, асимметрично наклоненной, как бы сдвинутой к югу. Южное ее крыло оказывается таким образом подвернутым, осложненным серией стулообразных уступов, иногда сжатых настолько, что они имеют вид лежачих складок. Свод антиклинали полого (под углом  $25-35^\circ$ ) наклонен к северу и на нем тоже иногда видны дисгармоничные осложнения в виде опрокинутых к югу антиклинальных складок, переходящих вниз по разрезу в пологие надвиги. Северная окраина флишевого синклинория, являющаяся в общем синклиналью, образована серией изоклинальных тесно сжатых складок, которые по мере приближения к Главному Кавказскому надвигу все более сильно опрокидываются на юг. Как видно из рис. 29, общая структура здесь выглядит проще, чем в бассейне Риони, и степень деформированности осадочных толщ тоже как будто меньше. В связи с постепенным погружением флишевой зоны к востоку в ущелье Большой Лиахви у уреза воды обнажаются те толщи, которые на Риони занимают водораздельную часть хр. Шода-кедела и слагают замковую часть центральной антиклинали. Верхние части склонов ущелья Большой Лиахви сложены более молодыми толщами; это позволяет проследить изменение деформаций по вертикали.

Интенсивный совершенный кливаж в ущелье Большой Лиахви наблюдается опять-таки только в ядре центральной антиклинали у уреза воды, где вскрыты самые глубокие горизонты, составляющие «начинку» коробчатой складки. И здесь

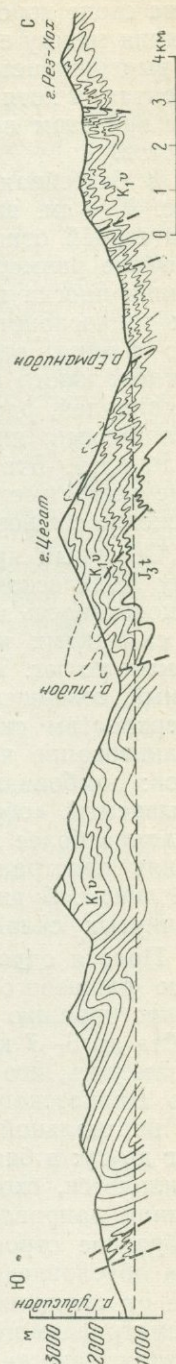


Рис. 29. Профиль через флишевый синклинорий в бассейне р. Большая Лиахви

также кливаж повсеместно сопровождается мелкими дисгармоничными складками в более жестких прослоях пород. Вверх по разрезу происходит постепенное изменение характера кливажа. В полого лежащих слоях на своде коробчатой складки кливаж становится более грубым, расстояния между его поверхностями увеличиваются. Ориентировка кливажа выдерживается не столь строго, как это видно в более глубоких горизонтах, и хотя общее опрокидывание его к югу сохраняется, он образует при этом локальные веера, связанные с отдельными изгибами пластов.

В бассейнах рек Ксани и Арагви складчатость сильно меняется (рис. 30 — см. вкладку). Флишевый синклиниорий оказывается сложным серией относительно простых коробчатых складок, имеющих поперечные размеры 2—3 км. Наблюдается ясная асимметрия — южные крылья иногда подвернутые и более крутые, чем северные. В отдельных тонкослоистых пачках, в особенности верхнемелового карбонатного флиша, отмечаются мелкие дисгармоничные складки обычно изоклиналильного облика. Такие складки характерны для толщ узких синклиналей, расположенных между более крупными коробчатыми антиклиналями; иногда дисгармоничные осложнения видны в ядрах антиклиналей. Эта складчатая структура сильно осложнена разрывами, чаще всего имеющими характер надвигов, по которым происходило движение с севера на юг (ущелье Арагви).

Северный край флишевого синклинория, примыкающий к Главному Кавказскому надвигу, в полосе шириной 5—10 км, где выходят на поверхность верхнеюрские и нижнемеловые толщи, сложен крупными складками килевидного и изоклиналильного облика, резко опрокинутыми на юг. Только на этом участке флишевой зоны развит интенсивный совершенный кливаж, ориентированный параллельно осевым поверхностям складок; широкое развитие приобретает интенсивное разлинзование пластов. Причем наблюдается будинаж самых разных типов: ромбовидный, бочковидный, «вложенный» друг в друга и так называемый «обратный» будинаж, когда двояковыгнутые линзы возникают в более жестких пластах, а вмещающая сланцевая порода, заполняя пространство между такими слоями, образует двояковыпуклые линзы. Будинаж обычно приурочен к более крутым крыльям опрокинутых складок.

Полоса опрокинутых к югу складок, приуроченная к северному краю флишевого синклинория, как мы видели, изменяет свою ширину по простиранию от 1—1,5 км на западе в районе Мамиссонского хребта до 5—7 км в верховьях рек Ардон и Большой Лиахвы. Следует заметить, что на этом участке флишевого трога простирания Главного Кавказского надвига — северной границы флишевого трога — и оси центральной веерообразной антиклинали не совсем параллельны друг другу: в бассейне Риони, к западу от Мамиссонского хребта, они сближаются, сходясь под острым углом. Одновременно с этим в восточном направлении центральная антиклиналь погружается и ее веерообразное строение становится менее ясно выраженным. Видимо этим обусловлено более сильное опрокидывание складок во флишевой зоне от приподнятого блока зоны Главного хребта в восточной части рассматриваемого участка. Южная граница флишевого синклинория на этом участке (бассейны рек Ксани и Арагва) проходит по серии кулисообразно подставляющих друг друга надвигов. Горизонтальная амплитуда их меняется от 1—3 до 10—12 км. В междуречье Малой Лиахвы и Ксани наблюдаются два таких надвига, образующих че-

шуйчатую структуру. Таковы основные особенности структуры флишевого синклинория, третьей области развития наиболее интенсивных складчатых деформаций в пределах мегантиклинория Большого Кавказа.

---

Таким образом, в западной половине рассмотренного участка обнаруживается очень большое сходство в общем строении и характере внутренних деформаций с осевой зоной Восточного Кавказа и со Сванетским антиклинорием (см. рис. 25). Веерообразное антиклинальное поднятие, возникшее в центральной части флишевого синклинория, чрезвычайно похоже по своему облику на антиклинории Бокового и Главного хребтов на Восточном Кавказе и на ядро Сванетского антиклинория. По мере погружения флишевого синклинория на восток происходит упрощение складчатых форм, и складки, развитые в восточной половине рассмотренного участка флишевой зоны, напоминают по своей морфологии, внутреннему строению, характеру осложнений складчатость окраинных зон Сланцевого Дагестана на Восточном Кавказе или внешние зоны складок в Сванетии. Только здесь, во флишевом синклинории, мы наблюдаем эту смену типов складчатости по простиранию, а в предыдущих случаях такая же смена происходит при пересечении складчатых зон вкрест простирания. Хотя и в том, и в другом случаях, переходя от наиболее интенсивных складок к более простым по морфологии деформациям, мы одновременно поднимаемся вверх по разрезу, от древних отложений к более молодым.

# ГИПОТЕЗА ГЛУБИННОГО ДИАПИРИЗМА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

---

---

## СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПОДХОДА К ПРОБЛЕМЕ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Как известно, все попытки понять условия возникновения складчатости и вообще механизм развития деформации в геосинклинальных областях могут быть сведены к двум основным группам гипотез или концепций. К первой из них относятся те, которые принимают в качестве основного действующего фактора горизонтальные силы, приложенные к складчатой области извне, по ее флангам. Ко второй — гипотезы, в которых ведущими при формировании складчатой области принимаются вертикальные силы и движения. Подробное рассмотрение хотя бы только основных идей и концепций механизма складкообразования заняло бы слишком много места. К тому же полные обзоры этих идей содержатся в обобщающих работах В. В. Белоусова (1956, 1962, 1976 б), В. Е. Хаина (1973), В. В. Бронгулеева (1967) и ряда других. Это освобождает нас от необходимости рассматривать развитие и борьбу различных идей по вопросам механизма складкообразования в историческом аспекте. Следует только отметить, что на протяжении более чем полутора столетий проблема складкообразования всегда была одной из наиболее остро дискуссионных в геотектонике. И сейчас, в наше время, эта проблема продолжает оставаться актуальной. До сих пор с удивительной настойчивостью и убежденностью по поводу условий образования складок высказываются самые противоречивые мнения. Нередко взаимоисключающие друг друга предположения возникают по поводу одних и тех же регионов, один и тот же фактический материал используется для доказательства прямо противоположных концепций. Поэтому полезно разобраться в том, почему проблема, на исследование которой затрачено столько усилий не одним поколением геологов, до сих пор не получила однозначного общепринятого решения. Необходимо попытаться понять, почему никто из сторонников двух групп гипотез не может предложить исчерпывающих аргументов, способных убедить в справедливости той или иной схемы образования складок не только самого автора и его единомышленников, но и противников.

Трудности, с которыми сталкиваются все гипотезы первой группы, хорошо известны. На основании детальных структурных исследований в конкретных складчатых областях (Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964, 1973, 1975; Зоненшайн, 1965; Куликов, 1968; Рогожин, 1976) можно утверждать, что нет такой схемы приложения внешних горизонтальных сил, которая была бы способна объяснить все наблюдающиеся в природе закономерности деформации. Однако попытки связывать складкообразование с общим горизонтальным сжатием складчатой области и соответствующим сокращением земной коры все еще распространены довольно широко (Хайн, 1973; Сорохтин, 1973; Ларин, Руженцев, 1975). Как правило, концепции складкообразования, связывающие этот процесс с горизонтальным сжатием, опираются на бо-

лее общие геотектонические гипотезы, касающиеся строения и развития литосферы в целом, и таким образом, в этих гипотезах используется дедуктивный метод — от общего к частному. Складчатость при этом рассматривается в очень обобщенной форме, и заранее принимается, что это главное свидетельство и мера горизонтального сокращения коры (Сорохтин, 1973; Ларин, Руженцев, 1975). При таком методическом подходе складчатость и процесс складкообразования, естественно, становятся в ряд аргументов, подтверждающих более общую геотектоническую концепцию, из которой исходил автор. Ясно, что такой путь решения проблемы складкообразования представляет собой логический замкнутый круг.

Нельзя сказать, что противоположные концепции, принимающие за основу действие вертикальных сил, вовсе лишены этих недостатков. Часто и тут складчатость, объясняемая с позиций общей геотектонической гипотезы, служит уже заранее, априорно, подтверждением этой гипотезы. Примерно так обстояло дело с «гипотезой поднятия» Б. Штудера, поддержанной позже О. Амферером и Э. Хаарманом. В этом случае наиболее непонятной и трудно объяснимой оказывается интенсивная складчатость в осевых зонах поднятий, где естественным способом не удастся получить необходимые вторичные сжимающие усилия и приходится прибегать к сложным искусственным построениям.

Кажется более правильным иной методический путь — индуктивный, когда от конкретной кинематической обстановки образования отдельных складок переходим к условиям формирования разных зон морфологических типов складок, а после этого к наиболее вероятной схеме возникновения складчатой области в целом. Именно таким путем — от частного к общему — была выдвинута гипотеза глубинного диапиризма, разработанная на основании анализа фактических данных по Восточному Кавказу (Кириллова, 1962, 1963, 1965; Сорский, 1962, 1964; Шолпо, 1964) и получившая развитие на сравнительном материале различных складчатых областей (Белоусов, 1960, 1969, 1970). В основе этой гипотезы лежат конкретные закономерности распределения складчатых деформаций внутри складчатой области, установленные в результате детальных структурных исследований, проведенных в различных районах Большого Кавказа.

Прежде чем переходить к изложению сущности гипотезы глубинного диапиризма, стоит несколько подробнее остановиться на представлениях об общем сокращении поверхности земной коры в складчатой области. Эти представления основаны на том, что в любой складчатой структуре имеет место некоторая избыточная длина слоев — длина образующего складку слоя, естественно, больше, чем горизонтальная проекция того же слоя. И вот эта-то избыточная длина как само собой разумеющееся принимается за меру сжатия. Иные варианты и возможности даже не обсуждаются. Более того, обычно даже не ставится вопрос о том, что избыточная длина слоев может быть результатом другого процесса — растяжения и удлинения слоев в процессе деформации. О том что размеры коэффициента избыточной длины ( $\lambda$ ) чаще всего завышаются и далеки от реальных, наблюдающихся в конкретной складчатой области, мы уже говорили раньше (см. с. 23). Напомним, что для нижнего, доинверсионного комплекса осадков, он составляет 1,5—1,6, для более молодого структурно-исторического комплекса не превышает 1,2. Однако и эти не слишком большие значения коэффициента избыточной длины не могут быть прямо использованы как мера горизонтального сжатия. И вот почему.

На одной из крупных складок Известнякового Дагестана нами были проведены специальные исследования для того, чтобы выяснить, можно ли считать избыточную длину слоев по складке результатом общего сжатия, или она является результатом их растяжения\*. Еще раньше было установлено, что коробчатые складки Известнякового Дагестана зарождаются как конседиментационные прогибы и поднятия по крайней мере в раннем мелу, а в начале олигоцена перегрузка синклиналей по сравнению с антиклиналями создает условия для нагнетания глинистых толщ аалена в ядра коробчатых антиклиналей (Сорский и Шолпо, 1962). Свидетельством именно такой кинематической обстановки образования складчатых деформаций в этой области являются детальные данные о морфологии этих складок, а также специально проделанные замеры мощностей разных стратиграфических горизонтов. Таким образом, условия поперечного изгиба слоев в данном случае были совершенно очевидны. Однако вопрос о том, как быть с избыточной длиной слоев, остался открытым. Каких-то явных, бросающихся в глаза следов растяжения в нормальных осадочных толщах, слагающих эти складки, не видно. Но если предложенная схема механизма образования этих складок действительно реализовалась в природе, то в чем-то эти следы растяжения должны запечатлеться.

Для исследования было выбрано поперечное сечение через одну из самых крупных коробчатых антиклиналей Известнякового Дагестана — Кулимеэрскую. Эта складка располагается в центральной части этой области и протягивается на 35—40 км при ширине от 5 до 8 км. Кулимеэрской антиклинали свойственны все черты морфологии, характерные для антиклинальных складок Известнякового Дагестана: структурные ступени на крыльях, дисгармоничные антиклинали на перегибах от крыла к своду — «уши», опрокидывание и подвороты южного крыла. Свод складки бронирован плотными известняками нижнего баррема, поверхность которых отпрепарирована эрозией и доступна для наблюдения почти в любом месте. Поэтому на выбранном поперечном сечении складки, расположенном в средней ее части, в 3—4 км к западу от сел. Гергебиль, на поверхности кровли нижнебарремских известняков наблюдались и регистрировались все эпигенетические нарушения, образовавшиеся в этих породах. В первую очередь к ним относятся трещины разного рода и сутуро-стилолитовые швы. Наблюдения проводились на площадках размером 12—15 м<sup>2</sup>, на каждой такой площадке измерялись элементы залегания слоя, элементы залегания всех видимых систем трещин, частота трещин в каждой системе, для трещин отрыва — ширина раскрытия. Таким же образом регистрировались все данные по сутуро-стилолитовым швам. Кроме того, устанавливался относительный возраст различных систем трещин и швов, если удавалось наблюдать их взаимные пересечения. Все замеры по каждой описанной таким образом площадке считались представительными для какого-то участка слоя на поперечном сечении складки. Новая площадка выбиралась как только происходило какое-либо изменение регистрируемых параметров: менялась частота трещин или швов, появлялась новая система или менялась их ориентировка. Всего на выбранном поперечном сечении Кулимеэрской антиклинали была описана 31 площадка.

Данные всех замеров были нанесены на стереографическую сетку и после приведения пласта к горизонтальному положению по из-

\* Эта работа проводилась совместно с Н. И. Кутузовой.

вестной методике (Кириллова, 1949; Рац и Чернышев, 1970) было выделено несколько соскладчатых систем трещин скалывания и трещин отрыва. На основании таким образом собранного фактического материала по методике М. В. Гзовского (1960) была восстановлена ориентировка главных осей напряжений. Учитывая относительные возрастные соотношения разных систем трещин и сутур, а также ориентировку осей напряжений, была установлена последовательность изменения поля напряжений в процессе складкообразования. Эти данные в целом подтвердили намеченную ранее (Сорский и Шолпо, 1962) схему механизма образования коробчатых складок Известнякового Дагестана.

Однако для нас важна количественная оценка удлинения пласта в процессе деформации. Ее можно было получить по соскладчатым трещинам отрыва, заполненным кальцитом. В каждой точке наблюдений подсчитывалось относительное удлинение по всем системам трещин отрыва.

Для продольных трещин эта величина определялась (в см/м) как  $\frac{\Delta l}{l} = b \cdot n$ , где  $b$  — среднее раскрытие для данной системы трещин,

$n$  — частота трещин; для диагональных трещин:  $\frac{\Delta l}{l} = b \cdot n \cdot \cos \gamma$ , где  $\gamma$  — угол между линией профиля и простиранием системы трещин. Подсчетное по каждой площадке удлинение считалось характерным для участка пласта на профиле. Весь профиль был разбит на участки таким образом, чтобы площадки наблюдения находились в середине каждого участка. После этого была определена величина удлинения пласта на каждом участке профиля, сумма которых дает общее удлинение пласта (рис. 31).

Длина слоя по складке 7010 м, положение пласта нижнего баррема на участке Кулимеэрской антиклинали до начала деформации не было строго горизонтальным (Сорский и Шолпо, 1962) и здесь он имел длину 6660 м, а необходимое удлинение пласта составляет 350 м, что соответствует коэффициенту  $\lambda = 1,05$ . Измеренное по трещинам отрыва удлинение по этому сечению суммарно составило 358,5 м. Цифры очень близки, однако не следует придавать им абсолютной значимости. Часть наблюдаемого удлинения поглощена сжатием в сутуро-стилолитовых швах, но размеры этого сжатия, к сожалению, не удается оценить количественно. Интересно распределение относительного удлинения по профилю. На своде складки и на перегибах от свода к крыльям отмечается наибольшая густота трещин отрыва, как продольных так и диагональных, и здесь же, естественно, больше всего относительное удлинение. На крыльях складки частота трещин отрыва меньше, но здесь сильнее и с большей частотой развиты сутуро-стилолитовые швы, которые свидетельствуют о напряжениях сжатия, перпендикулярных к ним.

Приведенный пример подтверждает, что коробчатые складки Известнякового Дагестана образовались в результате действия поперечного изгиба пластов. Но значение его не только в этом. Главное, что теперь кажется совершенно ясным, это сколь бессмысленно пытаться укладывать деформированный пласт на горизонтальную поверхность, не учитывая всех внутренних деформаций, которые он испытал. Даже в таком относительно простом случае деформации неметаморфизованных нормальных осадочных пород, образующих коробчатые складки, видно, каким сложным деформациям растяжения и сжатия подвергались пласты при складкообразовании. Естественно, что при

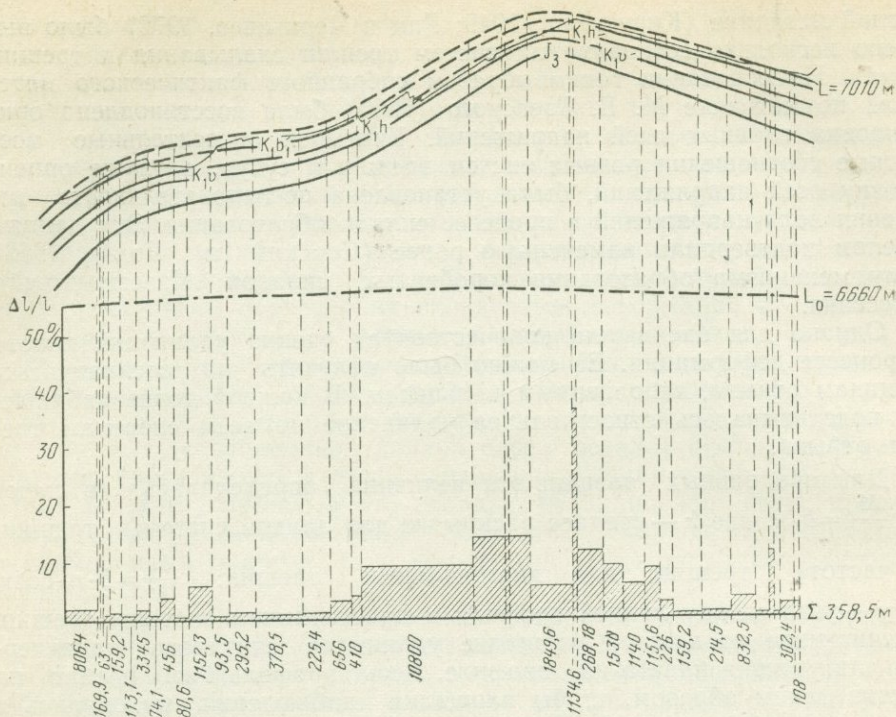


Рис. 31. Схематический профиль через Кулимеэрскую антиклиналь (Известняковый Дагестан) и диаграмма удлинения пластов по кровле нижнего баррема (в см). Составила Н. И. Кутузова (1972 г.)

более интенсивных деформациях в более сложных складках и в хотя бы слабо, но метаморфизованных породах эти явления усиливаются во много раз.

В изоклинальных опрокинутых складках флишевого синклинория вблизи Главного Кавказского надвига, в бассейне Ардона, по некоторым пластам удастся установить, что относительное удлинение, запечатленное в трещинах отрыва, составляет как минимум 10%. Так что и в этой зоне простое распрямление слоев приведет к ошибочным оценкам горизонтального сокращения. Следы таких неравномерных и неоднородных деформаций растяжения и сжатия лежат, как говорится, буквально на поверхности, однако их необходимо регистрировать специально, а это очень кропотливая работа. При более сложной деформации, чем в рассмотренном выше примере, напряжения растяжения и сжатия реализуются не только в системах трещин отрыва, скальвания и в сутуро-стилолитовых швах, но и в будинировании слоев, мелких дисгармоничных складках типа птигматитовой складчатости и, конечно, в кливаже. Однако в этих случаях сделать хотя бы приблизительную оценку размеров относительной деформации слоев задача несравненно более трудная, чем при коробчатой складчатости.

Необходимо было остановиться на этом вопросе так подробно потому, что в сущности это единственное серьезное возражение, которое выдвигается против попыток объяснять формирование складчатости без привлечения внешнего горизонтального сжатия. Хотя в большинстве случаев для формирования складчатости негде взять внешние

сжимающие усилия, т. е. попросту нет таких жестких упоров, которые могли бы сдавливать складчатую область извне, тем не менее ставится вопрос — а как быть с избыточной длиной слоев? Но чаще всего при этом ответ предполагается только один: нельзя обойтись без общего сокращения поверхности земной коры, вызванного этим сжатием осадочных слоев и больших горизонтальных перемещений всей деформированной толщи, масштаб которых соизмерим, по крайней мере, с шириной всей складчатой области. Рассмотренный выше пример со всей очевидностью показывает, что избыточная длина слоев в складчатой области никак не может служить оценкой их общего сжатия, и тем более мерой горизонтального сокращения коры. Что же касается горизонтальных перемещений осадочных толщ в процессе деформации, то мы еще остановимся на этом вопросе при обсуждении гипотезы глубинного диапиризма.

Наблюдающаяся картина распределения типов складчатых деформаций в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, когда наибольшая интенсивность последних приурочена к осевой зоне с постепенным ослаблением их к периферии, исключает всякие возможности искать причину формирования структуры в любых вариантах внешнего горизонтального сжатия складчатой области. Распределение типов складчатости в этих случаях должно было быть обратным — наиболее интенсивные деформации были бы расположены вдоль границ жестких плит, обрамляющих складчатую область, а в осевой ее зоне интенсивность деформаций обязана была бы затухать. О том что осадочные толщ не способны передавать боковое давление на сколько-нибудь значительные расстояния, превышающие первые километры, видно на примере северной окраины флишевого синклинория в бассейнах Риони и Ардона (см с. 80), где приподнятый блок кристаллического ядра Центрального Кавказа приводит к интенсивному сжатию складок и даже опрокидыванию их к югу в полосе шириной от 1 до 5—7 км. По существу, это единственный в пределах Большого Кавказа случай относительно жесткого блока, вызывающего смятие осадочных толщ в соседней зоне путем бокового давления. Для понимания же условий формирования складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа и Сванетского антиклинория с их веерообразным строением, а также интенсивных деформаций в центральной антиклинали флишевого синклинория следует, очевидно, рассматривать совершенно иные кинематические схемы.

Не надо также забывать об основных этапах геологического развития области, при рассмотрении которых было установлено, что центральное поднятие возникает именно в тех местах, где в настоящий момент наблюдается наиболее интенсивная складчатость, при этом эта же складчатость оказывается и наиболее древней в альпийском цикле развития. В то время как в осевой зоне мегантиклинория формируется поднятие и происходит деформация осадочных толщ, в соседних с нею зонах продолжается прогибание и осадконакопление. Это также не дает возможности связывать формирование складчатости осевой зоны мегантиклинория с внешним горизонтальным давлением.

Как ранее отмечалось (см. с. 41—42), формирование центрального поднятия длительный и сложный процесс, сопровождающийся периодическими знакопеременными движениями. Однако, развиваясь в целом направленно, центральное поднятие захватывает постепенно окраинные периферические зоны, и в них по мере втягивания в поднятие также происходят деформация осадочных толщ и образование складчатости.

Очевидно, геодинамическая модель, направленная на объяснение условий формирования структуры, должна учитывать не только особенности распределения деформаций в складчатой области, но также и основные закономерности ее развития, и в первую очередь центростремительное развитие деформаций во времени.

Из приведенных данных видно, что причина и источник деформаций в складчатой области находятся внутри нее самой, и нет необходимости искать какие-то внешние по отношению к ней источники сил и энергии. Более того, гипотезы, привлекающие внешнее по отношению к складчатой области сжатие, не в состоянии объяснить ни наблюдаемые закономерности распределения складчатых деформаций, ни этапы ее становления. Геосинклинальная область, на месте которой в конечном счете возникает мегантиклинорий Большого Кавказа, на всех этапах альпийского цикла развития была более активной и подвижной, чем соседние с ней зоны Скифской плиты и Закавказского массива. На заключительных стадиях развития эти относительно стабильные области оказываются вовлеченными в прогибание, так что и в этот момент вряд ли они могут рассматриваться как активные сжимающие блоки.

Наиболее вероятная картина развития и формирования складчатой области, учитывающая все конкретные особенности строения Большого Кавказа, может быть получена на основании гипотезы глубинного диапиризма.

Содержание гипотезы глубинного диапиризма заключается в том, что процесс возникновения и развития поднятия в осевой части геосинклинального прогиба, приводящий к инверсии геотектонического режима, рассматривается как всплытие и диапироподобное внедрение образовавшихся на глубине более легких по удельному весу, чем вышележащие толщи, гранитизированных масс вещества. В этот объем разуплотненных, всплывающих пород входит и нижняя часть доинверсионного комплекса осадков.

В условиях инверсии плотностей приходят в действие взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы подъема, нагнетания материала в ядро диапира и выжимание этого материала из-под компенсационных впадин. Очевидно, толчок к «включению» этих сопряженных процессов в геосинклинальной ванне дает разуплотнение вещества в условиях высоких температур и насыщения пород летучими компонентами и вызванное этим увеличение объема. Видимо, в результате образуется та начальная дифференциация единого геосинклинального прогиба, которая обуславливает разницу нагрузок на разуплотненный слой и приводит в действие механизм: выжимание — нагнетание.

Очевидно, что такое перемещение относительно легкого и нагретого вещества вверх, а более плотного и холодного вниз может быть сопоставлено с явлением обычной тепловой конвекции. Однако в этом случае равновесие достигается, когда вещество совершит не полный оборот по конвективной ячейке, а пройдет лишь половину пути, т. е. легкое попадает вверх, а тяжелое — вниз. Такое движение вещества, вызванное гравитационной неустойчивостью, В. В. Белоусов (1966, 1975) предложил называть адвекцией, а возникающие при этом деформации — адвективными структурными формами. Адвективный цикл, таким образом, равен половине конвективного цикла. Глубинный диапиризм и структуры глубинного диапира являются при этом только частью широкого класса адвективных явлений.

Как и в обычных поверхностных, соляных или глинистых, диапирах, в глубинном диапире внедрение более легкого разуплотненного материала в вышележащие более плотные толщи пород происходит путем нагнетания, сгуживания огромных масс вещества в сравнительно узком пространстве канала, по которому происходит подъем ядра диапира. Это приводит сначала к продольному, а затем к нормальному сжатию или расплющиванию внедряющегося материала и образованию интенсивных складок, сопровождающихся квиважем. Реакция стенок канала или рамы определяет линейную ориентировку осей складок. Наблюдающаяся сложная складчатость в осевой зоне геосинклинали действительно напоминает по своему облику внутреннюю структуру ядер соляных диапиров. В процессе роста ядро глубинного диапира оказывает боковое давление на окружающие его толщи, что в свою очередь приводит к формированию складчатости продольного изгиба — за пределами ядра диапира. Очевидно, по мере удаления от ядра интенсивность этой складчатости должна уменьшаться. Такова в общем виде схема распределения деформаций при процессе глубинного диапиризма. Она остается примерно такой же, как и в обычных приповерхностных диапирах, хотя масштабы явления, конечно, иные.

Возможность образования сложной складчатой структуры в условиях инверсии плотностей, и более того, когда механическая неустойчивость, порожденная этой инверсией плотностей, является единственной движущей силой деформации, была неоднократно показана на моделях (Лебедева, 1966; Рамберг, 1970; Сычева-Михайлова, 1969, 1970; Гончаров, Горелов, 1975; Гончаров, 1976). При сопоставлении полученных на моделях структур с реальными природными объектами обнаруживается, что сходство чрезвычайно велико. В модели Н. Б. Лебедевой (1966) можно увидеть не только сочетания складчатости разных типов, но и покровные структуры пеннинского и гелветского типа. Сложная, многопорядковая, если так можно сказать, дисгармония — характернейшая черта получаемых таким экспериментальным путем структур. Однако очень важно, на наш взгляд, что в этих экспериментах на моделях в результате инверсии плотностей и адвективного перемещения материала получено сложное сочетание локальных зон сжатия и растяжения.

В теле самого всплывающего диапира вначале возникают продольные к образцу напряжения сжатия, но когда он попадает в верхнюю часть и прорывает более плотную покрывку, этот же материал начинает испытывать растяжение. И это связано со значительными горизонтальными перемещениями вещества, соизмеримыми с мощностью вовлеченных в адвективное движение слоев. Это же видно на математической модели адвекции М. А. Гончарова (1976): на последней стадии (рис. 32, *е*, *ж*), когда весь материал нижних слоев оказывается выжатым в ядро диапира, в верхней части модели вещество этих слоев интенсивно растянuto, с оттоком материала в стороны от ядра диапира. В нижней части модели возникает горизонтальное противотечение вещества, обеспечивающее подток материала к корневой части тела диапира. Разумеется, это только теоретическая модель, основанная на математических построениях, и в природе процесс может не пройти полного адвективного полуцикла. Чаще всего, по-видимому, процесс останавливается на одной из промежуточных стадий и может закончиться на любой из них. Но в данном случае важны распределение зон сжатия и растяжения при адвекции, и возможность значительного горизонтального течения вещества. Следует еще раз

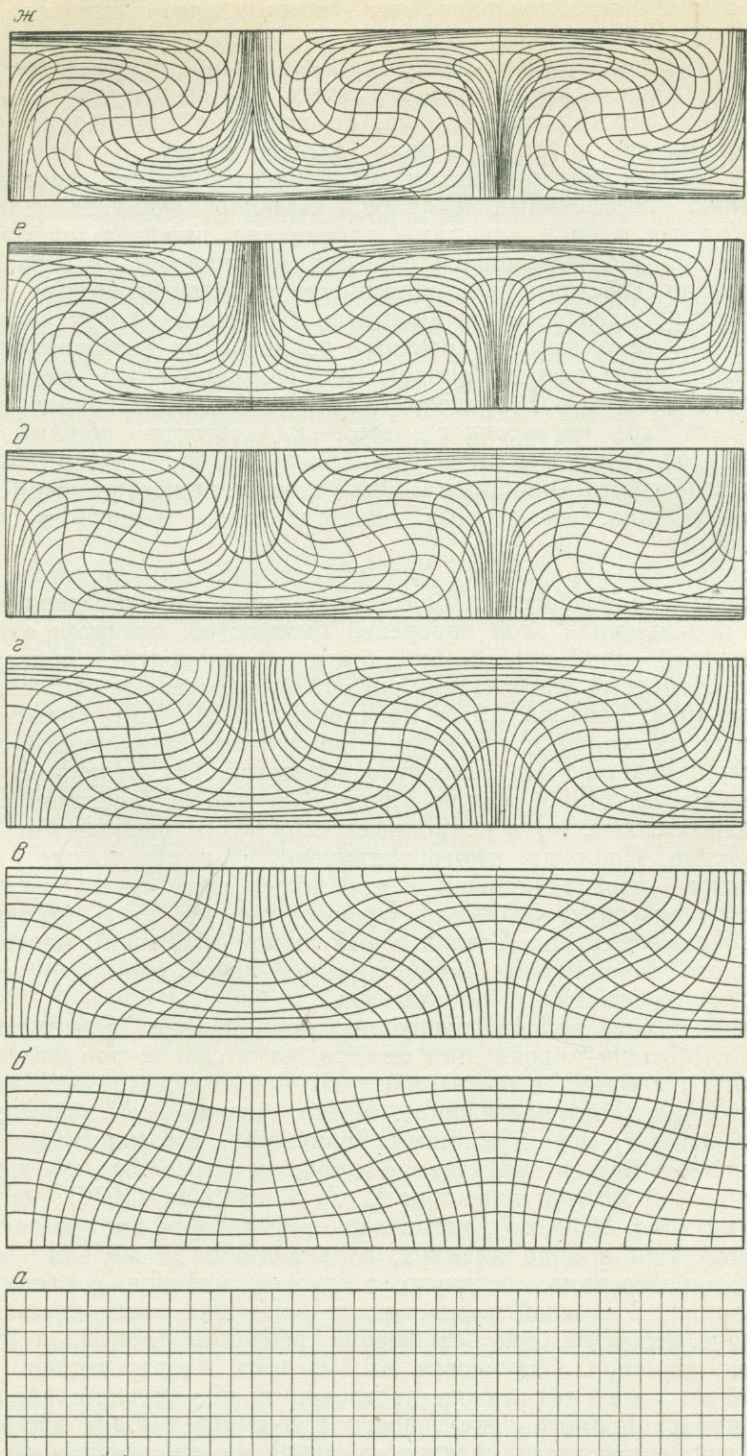


Рис. 32. Математическая модель процесса адвекции. По М. А. Гончарову (1976 г.):  
 а—ж — последовательные стадии развития процесса

подчеркнуть, что все это происходит без всякого внешнего сжатия складчатой зоны, без какого бы то ни было сокращения поверхности фундамента или коры. Все деформации возникают и развиваются в результате воздействия внутренних объемных сил — сил гравитации, приложенных к каждой материальной точке вещества. Никаких внешних сосредоточенных воздействий на модель, в которую заложена инверсия плотностей, не требуется. Процесс адвекции возникает при определенных термодинамических условиях и сам себя поддерживает, пока эти термодинамические условия существуют.

Другой важный вывод, который следует из этих физических и математических экспериментов, заключается в том, что мы получаем некоторые пределы условий, при которых может происходить адвекция, и какие именно физические свойства вещества имеют решающее значение для хода самого процесса. Как показала А. М. Сычева-Михайлова (1969, 1970), решающее значение имеют соотношения вязкостей и мощностей менее плотного нижнего слоя и покрывающего его более плотного слоя. В зависимости от этих соотношений возникает либо одна восходящая струя легкого вещества, либо несколько более мелких потоков. М. А. Гончаров (1976), проводя аналогию между адвекцией и тепловой конвекцией, предлагает в качестве критерия, характеризующего процесс, использовать известное в физике безразмерное число Рэлея —  $R$ . Число Рэлея определяется формулой:

$$R = \frac{h^3 \cdot C_p \cdot \beta \cdot \rho^2 \cdot g (T_1 - T_2)}{\eta \cdot \kappa},$$

где  $h$  — мощность всплывающего слоя,  $C_p$  — удельная теплоемкость,  $\beta$  — коэффициент объемного расширения,  $\rho$  — плотность,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $T_1$  и  $T_2$  — температура в подошве и в кровле слоя,  $\eta$  — вязкость,  $\kappa$  — теплопроводность. Очевидно, что далеко не все параметры, входящие в эту формулу, нам известны не только в природе, но даже и в экспериментальных моделях. Но тем не менее из формулы видно, что возрастание разности температур ( $T_1 - T_2$ ) обычно одновременно приводит к снижению вязкости слоя, увеличению мощности и возрастанию проницаемости прогреваемых толщ. Все это повышает значение  $R$ .

Конвективное движение возникает, как было показано (Гончаров, 1976), если число Рэлея превышает  $10^3$ . Ниже этого порога передача тепла осуществляется только путем теплопроводности. При значении  $R > 10^3$  возникает линейная конвекция, т. е. восходящие потоки образуют вытянутые линейные поднятия — «конвективные валы». Если число Рэлея превышает некоторый предел  $\sim 10^4$ , движение реализуется в форме поднимающихся куполов. Линейная конвекция, таким образом, может происходить в довольно узком интервале значений:  $10^3 < R < 10^4$ . Это очень важное заключение, которое, мы увидим дальше, находит применение в понимании условий возникновения деформаций в природе.

Таким образом, теоретические и экспериментальные данные как будто бы совершенно ясно показывают, что для объяснения складчатых и иных деформаций, наблюдаемых в природе, нет надобности привлекать внешние по отношению к складчатой области сжимающие усилия. Тем более что тогда сразу же отпадает необходимость искать жесткие глыбы, которые, подобно тискам, могли бы сдавливать складчатую область, давая наблюдаемую в природе картину распределения складчатых деформаций. Модель глубинного диапира, являющаяся

одной только разновидностью адвективных движений, показывает, что природа и источник деформаций в складчатой области в принципе могут лежать внутри нее самой.

### **КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОБОСНОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗЫ ГЛУБИННОГО ДИАПИРИЗМА**

Поразительное сходство общей структуры всех описанных выше трех областей полной складчатости в пределах Большого Кавказа позволяет в этом разделе рассматривать их вместе. Во всех этих областях в осевой зоне имеется веерообразное поднятие, осложненное синклинальным прогибом или грабеном в средней части, что придает ему «двугорбый» облик. По бокам от этого поднятия — в Сванетии и во флишевом трого — располагаются соизмеримые с ним по ширине и амплитуде прогибы или синклинали. На Восточном Кавказе подобным сопряженным прогибам соответствуют область Известнякового Дагестана и флишевый синклинорий в целом. При наличии особенностей строения каждой области следует отметить в них весьма сходное распределение на площади различных морфологических типов складок (Шолпо, 1964, 1973, 1975). Наблюдается почти полное геометрическое подобие структуры рассмотренных областей при довольно широком диапазоне их линейных размеров. Это дает нам право при обсуждении количественных характеристик деформации считать, что выводы и заключения, сделанные по одной из этих областей, могут быть распространены и на остальные. Хотя вполне естественно, что в одних областях могут быть ярче проявлены какие-то одни специфические особенности структуры, не нашедшие достаточно ясного выражения в других. Поэтому мы будем пользоваться фактическими данными по всем областям, хотя специальные данные по количественной оценке деформаций были собраны только по Сванетскому антиклинорию. Это объясняется тем, что этот антиклинорий занимает относительно небольшую площадь по сравнению с осевой зоной Восточного Кавказа, компактен и удобен для исследований. И в то же время в Сванетском антиклинории полнее представлены различные морфологические типы складчатости вкрест простирания, чем в рассмотренной части флишевой зоны.

Распределение разных морфологических типов складчатости на площади хорошо согласуется с кинематической схемой деформаций, вытекающей из гипотезы глубинного диапиризма. В осевых частях зон полной складчатости наблюдается наиболее интенсивная складчатость, постепенно упрощающаяся к периферии. Однако оценка интенсивности деформации по морфологии складок может быть несколько неполна, поскольку из одних только геометрических соотношений в складках мы не получим представления о внутренних деформациях самих осадочных толщ, слагающих складки. Количественная характеристика деформации, испытанной породами в складчатой области, может быть получена из замеров различных деформированных включений\*.

В Сванетском антиклинории включениями, распространенными более или менее равномерно по всей структуре, являются конкреции железистых минералов (марказита, сидерита), рассеянные в массе глинистых пород нижней юры. Обычно эти конкреции уплощены и

---

\* Такие данные были собраны в Сванетском антиклинории; работа была выполнена автором вместе с Г. Д. Белоусовым (Шолпо, Белоусов, 1976).

ориентированы своей длинной осью вдоль падения поверхности кливажа. Упорядоченная ориентировка осей конкреций, соответствующая к тому же другим элементам структуры (квиваж, осевые поверхности складок), может рассматриваться как результат деформации (Gay, 1968; Dupret, 1969). Уплощенная форма конкреций позволяет считать, что имела место деформация расплющивания, т. е. сжатия в горизонтальном направлении, вкрест простирания складчатой структуры, и растяжения в субвертикальном, вдоль падения кливажа и осевых поверхностей складок.

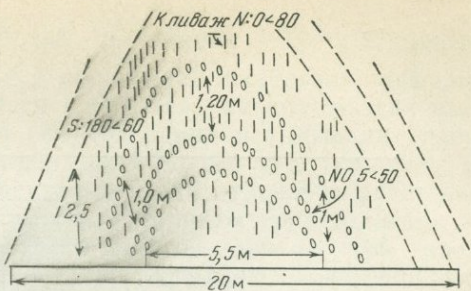


Рис. 33. Антиклинальная складка в ущелье р. Зесхо (ядро Сванетского антиклинория)

Иногда складки в чисто сланцевых толщах удается увидеть только благодаря послойным горизонтам расплющенных конкреций (антиклинальный перегиб в ущелье р. Зесхо, в ядре Сванетского антиклинория, вырисовывающийся по четырем горизонтам марказитовых конкреций — см. рис. 33).

Обычно в расплющенных конкрециях можно установить их размеры вдоль длинной оси «а», направленной субвертикально (почти параллельно осевой поверхности складки), и вдоль оси «с», перпендикулярной к первой и расположенной вкрест простирания осевой плоскости складки. Иногда удается получить и замер вдоль оси «b», ориентированной вдоль простирания осевой плоскости складки.

Предположив, что первоначальная форма конкреций была шарообразной или близкой к тому, можно вычислить диаметр шара:  $d = \sqrt[3]{abc}$ , и абсолютные и относительные удлинения по осям (Cloos, 1947). Сравнивая реальные относительные удлинения осей расплющенных конкреций с вычисленными номограммами трехосной деформации шаров различного диаметра, можно убедиться, что допущение о первоначально шарообразной форме конкреций не противоречит действительности.

Размеры деформации конкреций не могут быть перенесены автоматически на деформацию вещества вмещающих слоев, поскольку механические свойства этих пород сильно различаются. К сожалению, нельзя оценить разницу пластических свойств аспидных сланцев и марказита или сидерита, слагающего конкрецию, поскольку таких данных пока не имеется. Но по упругим свойствам вещество конкреций имеет показатели (модуль Юнга, модуль сдвига, коэффициент Пуассона) в 4,5—5 раз больше, чем вещество вмещающих пород. Во всяком случае, деформация конкреций — это нижний предел деформации, которую могли испытать сланцевые толщи.

Мы не располагаем достаточным количеством замеров деформированных конкреций по отдельным структурным пересечениям антиклинория, чтобы выявить какие-то закономерные изменения размеров деформации по каждому из них. Поэтому данные по всему Сванетскому антиклинорию сведены на единый график, представляющий собой как бы его обобщенное поперечное сечение, на котором показано изменение величины деформации в зависимости от положения точки наблюдения в структуре антиклинория (рис. 34). На рис. 34 по верти-

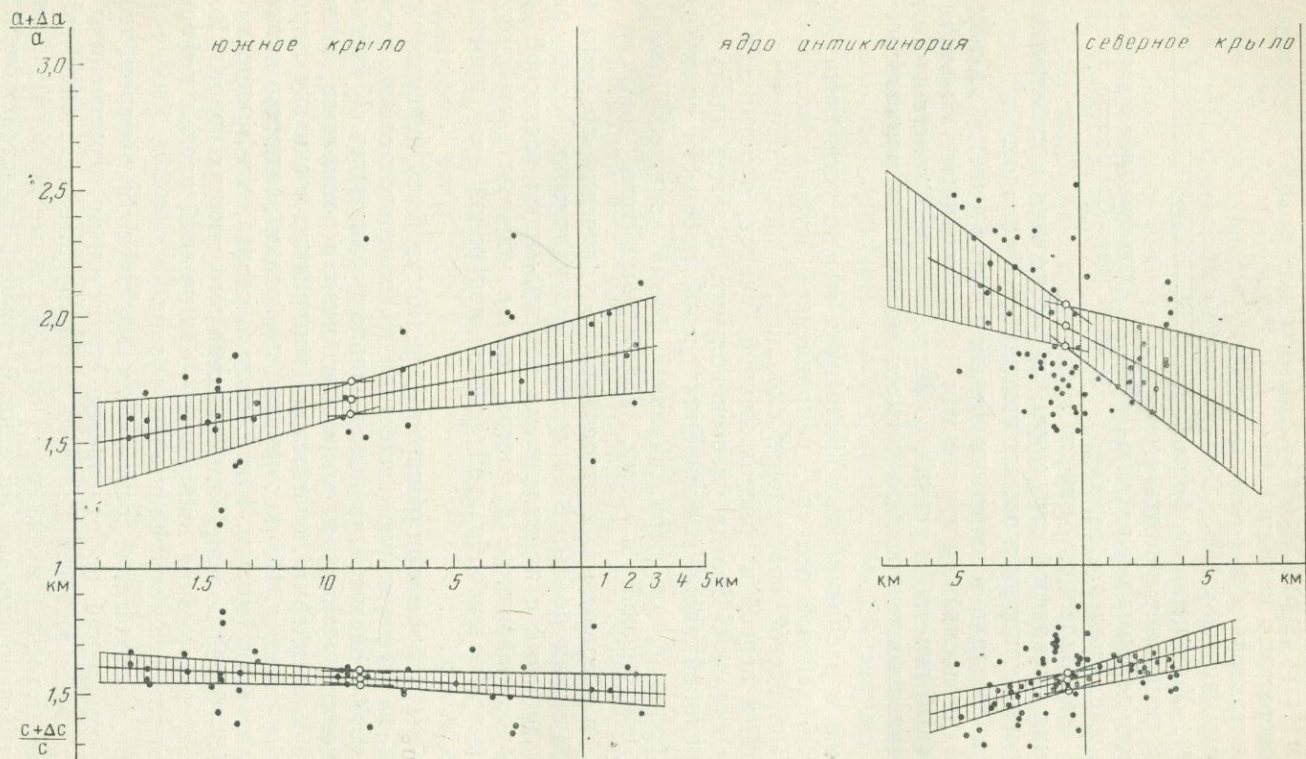


Рис. 34. Зависимость размеров деформации конкреций от положения в структуре Сванетского антиклинория

кальной оси отложены относительные удлинения  $\frac{d+\Delta l}{d}$ , и горизонтальная линия с ординатой равной 1 обозначает отсутствие деформации ( $\Delta l=0$ ). Все точки, относящиеся к оси «а», расположатся выше этой линии, поскольку вдоль этой оси конкреции испытывали растяжение. Точки, соответствующие деформации по оси «с», (сжатие), попадут ниже ординаты 1. По горизонтальной оси отложены расстояния (в км), причем за нулевые точки отсчета приняты границы ядра антиклинория, и весь график разбивается по этой оси на три части, соответствующие ядру антиклинория и его крыльям. Точки, нанесенные на этот график, являются средними значениями, полученными из единичных замеров расплющенных конкреций, приуроченных к определенному месту в общей структуре антиклинория.

Поскольку размеры конкреций по оси «b» можно измерить только по некоторым из них, эти данные не использованы при общих расчетах. Таким образом мы рассматриваем как бы плоскую деформацию конкреций, хотя в действительности это не так, и в нашем случае это должно сказаться на соблюдении равенства:

$$\left(\frac{d+\Delta a}{d}\right) \cdot \left(\frac{d+\Delta c}{d}\right) = 1.$$

Как видно из табл. 3 на южном крыле это равенство не соблюдается, и это является свидетельством того, что здесь деформация сильно отличается от плоской, чего нет в ядре и на северном крыле антиклинория.

Таблица 3

Размеры деформаций расплющенных конкреций в различных структурных зонах Сванетского антиклинория

Деформация конкреций	Южное крыло	Ядро	Северное крыло
$(d+\Delta a)/d$	1,65	1,85—2,00	1,75
$(d+\Delta c)/d$	0,56	0,55—0,50	0,58
a/c	2,94	3,36—4,00	3,02

На графике точки образуют на координатной плоскости отдельные сгущения — облака, в которых, несмотря на большой разброс, можно увидеть ориентировку. Для того чтобы выявить направленность изменения относительной деформации, весь материал был подвергнут статистической обработке, результаты которой также показаны на графике (см. рис. 34) и приведены частично в табл. 3.

Поскольку все точки отчетливо разделяются на две группы: южную (крыло и прилегающая часть ядра) и северную, статистическая обработка делалась по этим группам отдельно. Уже по средним значениям размеров деформации, показанным в табл. 3, можно видеть, что в ядре антиклинория происходит возрастание этой величины. Средние размеры удлинения по оси «а»:  $\frac{d+\Delta a}{d}$  позволяют различать крылья и ядро антиклинория. Значение этой величины составляет на крыльях — 1,65 на южном, 1,75 на северном. В ядре антиклинория относительное удлинение изменяется от 1,85 до 2,00. Та же тенденция наблюдается и по оси «с»: деформация (укорочение) растет от крыльев к

ядру антиклинория, хотя и более медленно, чем по оси «а». На южном крыле  $\frac{d+\Delta c}{d}$  имеет средние значения 0,56, на северном 0,58, а в ядре — от 0,55 до 0,50. Эта же закономерность может быть выявлена по изменению степени расплющенности конкреций, выражаемой отношением а:с.

Изменения размеров деформации более наглядно изображаются линиями регрессии, которые вычислялись отдельно для разных групп точек. Линия регрессии строится способом наименьших квадратов, смысл которого заключается в том, чтобы сумма квадратичных отклонений координат всех точек от подобранной линии была минимальной. Кроме того, на графике показаны доверительные области для вычисленных линейных регрессий с пятипроцентным уровнем значимости (Пустильник, 1968). Для проверки степени соответствия полученных линий регрессии исходным данным вычислены коэффициенты корреляции, которые показывают насколько тесно связаны величина деформации и расстояние от данной точки до границы ядра. В случае отсутствия зависимости коэффициент корреляции равен нулю, при однозначной функциональной зависимости — равен 1. В нашем случае коэффициент корреляции отличается от нуля ( $r=0,35-0,52$ ), но связь между рассматриваемыми величинами далека от функциональной.

В принципе существует возможность более точно подобрать функцию регрессии и тем самым повысить значение коэффициента корреляции. Это делается методом последовательных приближений, для чего к уравнению регрессии прибавляются члены все более высокого порядка. Однако для нас достаточно установить общие тенденции изменения величины деформации для разных структурных зон антиклинория. Кроме того, приближенный характер исходного фактического материала делает неоправданным усложнение математической обработки для получения более точных оценок.

Существенно, что характеристика интенсивности деформации, полученная по расплющенным конкрециям, соответствует тем качественным оценкам степени деформированности пород, которые были получены при рассмотрении морфологии складчатости Сванетского антиклинория (Шолпо, 1973). Наибольшие деформации наблюдаются в ядре антиклинория, а на северном крыле интенсивность деформации больше, чем на южном. Таким образом ясно, что деформированные включения являются важным индикатором, позволяющим получить количественные оценки степени деформированности пород.

Крупные синклиналильные складки, располагающиеся на крыльях Сванетского антиклинория, соизмеримые по размерам с ядром или же обрамляющие антиклинальное поднятие в осевой части флишевого синклинория, могут считаться компенсационными впадинами, обычно обрамляющими диапировые ядра. Такую же роль компенсационных впадин для осевой зоны Восточного Кавказа играют Известняковый Дагестан с севера и флишевый синклинорий с юга от нее.

Интенсивный совершенный кливаж, параллельный осевым поверхностям складок и развитый во всех осевых частях зон развития полной складчатости, является свидетельством интенсивного продольного раздавливания пород и растяжения в субвертикальном направлении, т. е. опять-таки мы видим именно ту кинематическую обстановку, которая и должна иметь место в соответствии со схемой глубинного диапира.

В осевой зоне Восточного Кавказа линейная складчатость изоклинального облика наложена на цепь куполов, которые вытягиваются вдоль ядра мегантиклинория. Это дало возможность А. А. Сорскому (1964) считать, что центральное поднятие зарождается в виде отдельных куполов, сливающихся в процессе развития в единую полосу. С точки зрения гипотезы глубинного диапира можно представить себе, что на более глубоких уровнях земной коры, где прогрев был значительным, гранитизированные массы доальпийского фундамента вступают в адвективное восходящее движение именно в форме поднимающихся куполов. А более высокие горизонты, где температура, естественно ниже, поднимаются в виде линейных валов. Это, как можно заметить, хорошо согласуется с теоретическими представлениями и расчетами, изложенными выше.

Не противоречат представлениям о глубинном диапире и основные этапы геологической истории Большого Кавказа. Восходящие движения, сменяющие прогибание, зарождаются в осевой зоне геосинклинального прогиба и соответствуют ядру Сванетского антиклинория на Центральном Кавказе и осевой зоне Восточного Кавказа. Перестройка геотектонического плана в средней юре может рассматриваться, как начало роста ядра диапира. Очевидно, развитие глубинного диапира — процесс не кратковременный, а продолжающийся в течение всей поздней юры, мела и начала палеогена. Все это время в области центрального поднятия над ядром диапира на поверхности существует геоантиклинальная зона. Дифференцированными блоковыми движениями орогенного этапа была выведена на поверхность вся структура глубинного диапира и подчеркнуто возникшее в нем расчленение на разные зоны. Сказанное относится в первую очередь к зонам полной складчатости, сложенным раннеюрским — доинверсионным комплексом осадков. Менее определена ситуация со временем развития диапира во флишевой зоне. В то время когда в Сванетии и на Восточном Кавказе возникает центральное поднятие, сюда, в эту зону смещается ось максимального прогибания, которое продолжается с начала поздней юры по крайней мере до конца эоцена — начала олигоцена; а в поднятие флишевая зона вовлекается вместе со всем складчатым сооружением Большого Кавказа на орогенной стадии, сохраняя в общем свое синклинирное строение. Когда, в какой момент возникла центральная антиклиналь, осложняющая флишевый синклинирий в западной части, в бассейне Риони и Большой Лиахвы, определенно сказать трудно. Возможно, что это произошло в позднем мелу, поскольку отложения этого возраста во флишевой фации нигде внутри флишевого синклиниория в этой части не встречаются; они известны только в чешуях между разрывами, ограничивающими флишевую зону с юга. Ясно, однако, что частная инверсия внутри этой зоны развивалась в основном вместе с общей инверсией всего Большого Кавказа. Центральное поднятие здесь осталось при этом недоразвитым, поскольку она не приобрела в результате антиклинорного строения.

Проверим по количественным показателям, во-первых, насколько существенно различия в интенсивности и типе складчатых деформаций в разных зонах антиклинория, во-вторых, способен ли предлагаемый механизм обеспечить возникновение наблюдаемых деформаций, и воспользуемся для этого данными по Сванетскому антиклинорию. В качестве показателя интенсивности складчатых деформаций используем «коэффициент избыточной длины слоев», измеряемый отношением длины слоя, смятого в складки, к его горизонтальной проекции. Хотя этот коэффициент далеко не исчерпывающая характери-

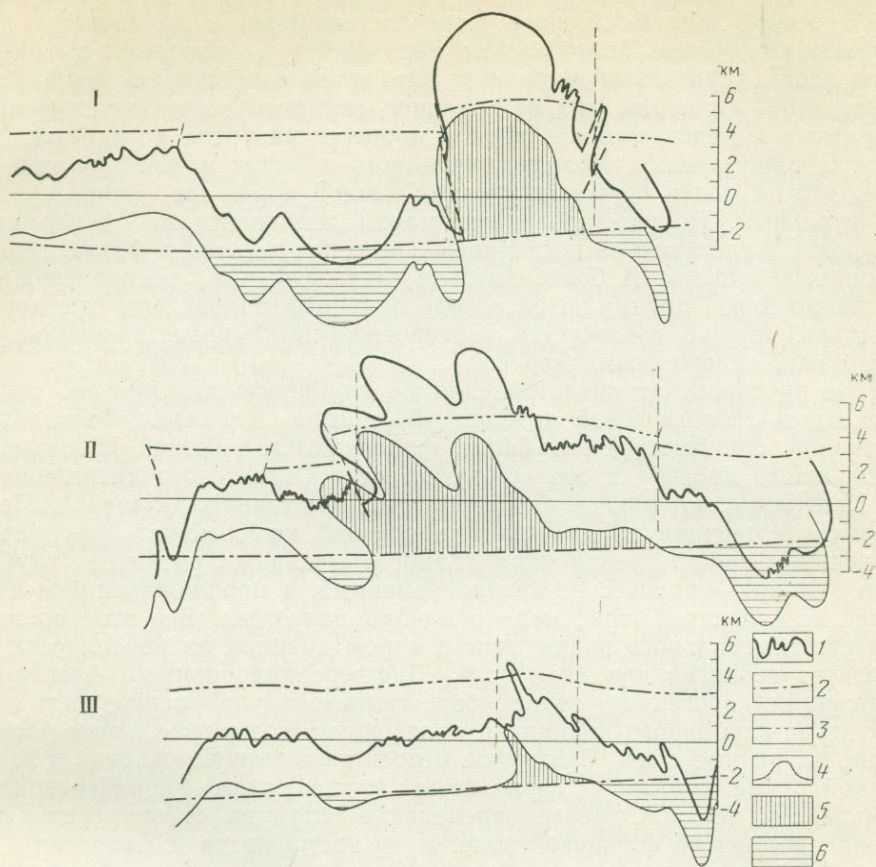


Рис. 35. Реконструкции структуры Сванетского антиклинория по профилям рис. 24  
 I — профиль по рекам Ингури и Тхеиши; II — профиль по рекам Ласиль и Цхенискали; III —  
 профиль по р. Лухунискали. 1 — современное положение границы среднего и верхнего лйаса;  
 2 — положение той же границы к концу средней юры; 3 — амплитуда вертикальных движений  
 орогенной стадии; 4 — положение границы среднего и верхнего лйаса до начала орогенных  
 движений (разность между высотой современного положения границы среднего и верхнего  
 лйаса и амплитудой вертикальных движений орогенной стадии); 5 — площадь ядра диапира;  
 6 — площадь компенсационных прогибов в синклиналях

стика интенсивности складчатости, но для сопоставления интенсивности деформаций в разных частях Сванетского антиклинория такая оценка пока недостаточна.

Соответствующие замеры можно провести по структурным профилям, пересекающим Сванетский антиклинорий (см. рис. 24). Однако при этом мы неизбежно будем переходить с одного стратиграфического горизонта на другой, что сильно снижает точность замеров; кроме того, при таких замерах могут встретиться некоторые трудности в зонах разрывов, связанные с тем, что при наклонных разрывах каждый раз будет происходить либо сдвигание слоя, либо зияние (отсутствие его). Поскольку нам важно получить оценку не по отдельным складкам, а охарактеризовать крупные зоны в целом, представляется целесообразным вначале условно реконструировать складчатую структуру Сванетского антиклинория, проследив какую-нибудь стратиграфическую границу через весь профиль со снятием разрывов. При этом, естественно, в какой-то части профиля эта граница опустится значительно ниже вреза рельефа, а в другой — поднимется над по-

верхностью Земли. В этих местах на выбранной границе мы изображаем складки так, как они выглядят в соответствующих участках на профиле в доступных наблюдению толщах. Такие построения известны и уже использовались для анализа разных особенностей складчатой структуры (Белюсов, 1960; Сорский, 1964; Шолпо, 1964). Для Сванетского антиклинория подобная реконструкция была выполнена нами по трем структурным профилям, пересекающим вкрест простирающая весь антиклинорий (рис. 35).

За опорный горизонт была выбрана граница среднего и верхнего лейаса, по ней и построены условные профили. Следует отметить, что с этой границей примерно совпадает и граница ядра диапира и облегающих его пород. Так что на крыльях антиклинория наша условная линия будет показывать положение подошвы пассивно деформированных пород, а в осевой зоне — предполагаемую кровлю ядра диапира. Поскольку точнее можно определить отношение длины смятого в складки слоя не к его горизонтальной проекции, а к длине того же слоя до начала процесса складкообразования, на тех же профилях (см. рис. 36) показано положение границы среднего и верхнего лейаса к концу средней юры, построенное по картам мощностей отложений. Профиль I соответствует пересечению по р. Ингури и ее притоку р. Тхенши и располагается в западной части Сванетского антиклинория, вблизи погружения его палеозойского ядра; профиль II — пересечению р. Ласиль — р. Цхенисцкали и приурочен к наиболее приподнятой части антиклинория; профиль III — крайнему восточному сечению антиклинория, проведенному по его восточной периклинали в бассейне р. Лухунисцкали. Замеренные значения длины смятого в складки слоя —  $l_{\text{скл}}$ , длина того же слоя до начала деформации —  $l_{\text{нач}}$  и вычисленные значения коэффициента избыточной длины —  $\lambda$  сведены в табл. 4. Эти данные позволяют приблизительно определить интенсивность деформации в разных зонах антиклинория.

Для того чтобы выяснить, насколько ядро диапира может обеспечить своим расширяющим действием необходимое сжатие для образования складчатости на крыльях, следует вычислить вначале абсолютное удлинение складчатого слоя в разных зонах:  $\Delta l = l_{\text{скл}} - l_{\text{нач}}$ . Отношение горизонтальной ширины ядра к суммарному абсолютному удлинению на обоих крыльях будет условно показывать степень компенсации сжатия слоев на крыльях за счет бокового давления ядра диапира:

$$K = \frac{l_{\text{ядра}}}{\Delta l_{\text{юкр}} + \Delta l_{\text{скр}}}.$$

Если складчатость на крыльях действительно обусловлена этим процессом, то значение  $K$  будет близко к 1. Вычисленные значения  $\Delta l$  и  $K$  также показаны в табл. 4.

Условность построения кривой по профилям и неизбежные неточности, которые возникают при этом, делают количественные оценки, полученные нами, приблизительными. Поэтому эти коэффициенты могут использоваться лишь как удобная сравнительная характеристика, позволяющая сопоставлять друг с другом различные зоны. Ядро антиклинория и его северное и южное крылья различаются по величине избыточной длины слоев. Во всех случаях значения  $\lambda$  для ядра антиклинория выше, чем для крыльев, а на северном крыле в целом выше, чем на южном. Это отражается и в средних значениях  $\lambda$  по каждой зоне. Полученные результаты совпадают с той качественной оценкой интенсивности складчатости, которая была сделана раньше

Таблица 4

**Количественные характеристики складчатых деформаций  
Сванетского антиклинория**

Количественный показатель	№ профиля	Южное крыло	Ядро	Северное крыло	Суммарно по антиклинорию
$\frac{l_{\text{скл}}}{l_{\text{нач}}} \text{ (км)}$	I	$\frac{37,0}{27,3}$	$\frac{26,6}{9,2}$	$\frac{8,8}{6,5}$	
	II	$\frac{17,9}{13,1}$	$\frac{45,8}{17,6}$	$\frac{19,2}{10,6}$	
	III	$\frac{22,1}{19,2}$	$\frac{11,3}{5,9}$	$\frac{17,9}{9,6}$	
$\lambda$	I	1,36	2,90	1,35	
	II	1,37	2,60	1,81	
	III	1,15	1,92	1,86	
	Среднее	1,25	2,48	1,67	
$\Delta l \text{ (км)}$	I	9,7	17,4	2,3	
	II	4,8	28,2	8,6	
	III	1,9	5,4	8,3	
$K$	I				0,77
	II				1,31
	III				0,58
	Среднее				0,90
$S \text{ (км}^2\text{)}$	I	-45,4	+51,0	-8,8	-3,2
	II	-5,6	+72,0	-24,6	+41,8
	III	-4,5	+5,3	-16,2	-15,4
	Сумма	-55,5	+128,3	-49,6	+23,2

по морфологии складок, а затем определена по деформированным конкрециям.

В ядре антиклинория относительное удлинение имеет максимальное значение в его западной части и к востоку постепенно убывает. На северном крыле обратное соотношение:  $\lambda$  возрастает с запада на восток. На южном крыле минимальное значение коэффициента избыточной длины наблюдается в его восточной части, а в средней и западной примерно одинаковы.

Из табл. 4 видно, что в среднем сечении в ядре и на северном крыле значения  $\Delta l$  высокие, а к западу и к востоку, к периклиналям, они уменьшаются. На южном крыле значение абсолютного удлинения снижается с запада на восток, как и в целом для всего антиклинория.

По значениям условного коэффициента компенсации сжатия на крыльях, если рассматривать их по отдельным профилям, видно, что только в среднем сечении складчатые деформации на крыльях можно целиком отнести за счет расширяющего действия диапира, величина этого коэффициента здесь превышает даже 1 и составляет 1,31. К востоку и к западу, на периклиналях антиклинория, компенсации избыточной длины слоев за счет бокового давления ядра не наблюдается. На западе значения  $K=0,77$ , на востоке 0,58. Однако в среднем по

всем сечениям через Сванетский антиклинорий величина  $K$  составляет 0,90, т. е. довольно близка к полной компенсации.

То, что именно на периклиналях антиклинория мы не видим полной компенсации избыточной длины, закономерно и понятно, так как все наши построения и расчеты относятся к одной и той же стратиграфической границе, и поэтому в среднем сечении и на погружениях антиклинория мы имеем дело с разными уровнями среза ядра диапира. Однако вносить в расчеты, и без того условные и приближительные, поправки на степень погруженности ядра вряд ли целесообразно. Кроме того, выбранные нами сечения только приблизительно проходят вкрест простирания структуры (расположение профилей диктовалось возможностями наблюдений), и поэтому удовлетворительным оказывается суммарный результат по всем трем сечениям. Из него следует, что формирование складчатости на крыльях антиклинория почти целиком может быть отнесено за счет распирающего действия ядра. А оставшаяся доля избыточной длины может быть объяснена растяжением пластов во время деформации.

Если крупные синклинали на крыльях антиклинория являются компенсационными впадинами ядра диапира, то должно наблюдаться примерное соответствие объема материала, выжатого в ядро, с объемом прогибания компенсационных впадин. Решать эту задачу в трех измерениях чрезвычайно сложно, поэтому нами сделана попытка проверки этих соотношений по отдельным сечениям; суммируя затем результаты, мы приблизимся к решению задачи в объеме.

Очевидно, для измерения площадей на профилях в качестве нулевой линии, вокруг которой происходил обмен материала, может быть использовано положение границы между средним и верхним лейасом в конце средней юры, т. е. до начала процесса диапиризма. Из реконструированного современного положения этой же границы, показанного на профилях (см. рис. 35), следует вычесть амплитуду движений орогенной стадии, поскольку это были блоковые движения по разрывам, а процесс глубинного диапиризма к этому времени уже завершился. Тогда мы получим положение границы среднего и верхнего лейаса, которое она приобрела только в процессе развития глубинного диапира. Размеры амплитуды орогенных движений, взятые по Е. Е. Милановскому (1968), и положение границы среднего и верхнего лейаса до орогенных движений нанесены на те же профили (см. рис. 35).

Из табл. 4 видно, что в среднем сечении, где осевая зона антиклинория наиболее приподнята, в ядре наблюдается избыток материала, который не может быть получен за счет прогибания впадин в этом же сечении. На периклиналях же наблюдается обратная картина: материала во впадинах больше, чем надо для образования ядра, на западной периклинали превышение объема впадин над ядром невелико, на восточной — значительно. Не следовало ожидать, что по каждому сечению будет точное совпадение объемов. Это было бы только в случае, если бы перемещение материала происходило точно вдоль линий наших поперечных сечений или примерно вкрест простирания складчатой области, что не является обязательным условием. Более того, наличие поперечных складок на отдельных участках Сванетского антиклинория, показывает, что выжимание и движение материала происходило иногда и вдоль простирания общей структуры. Суммарный же результат по всем трем сечениям показывает, что баланс объемов материала для всего антиклинория в целом примерно достигается. Избыток материала в ядре антиклинория, превышающий «возможности» впадин, составляет всего 18%. Это может быть объяснено тем, что трех сечений для та-

ких подсчетов недостаточно, увеличение количества сечений повысит точность расчетов. Кроме того, если полагать, что первоначальное разуплотнение нагнетающегося в ядро глубинного диапира материала происходит не только за счет прогревания, но и приноса и обогащения пород летучими и жидкими компонентами, а этот принос происходит с больших глубин и вряд ли будет компенсироваться впадинами на поверхности, то некоторый избыток объема материала в ядре закономерен.

Таким образом, и количественные подсчеты интенсивности деформаций распирающего бокового давления ядра антиклинория и баланс объемов материала не противоречат гипотезе, что процесс глубинного диапиризма является основной причиной формирования структуры Сванетского антиклинория.

Геометрическое подобие общей структуры Сванетского антиклинория структуре осевой зоны Восточного Кавказа и западной части флишевого синклинория позволяет считать, что полученные результаты могут быть распространены и на эти области. Тем более что количественным оценкам не следует придавать абсолютного смысла и считать их точными оценками размеров деформации. А относительные соотношения в геометрически подобных фигурах, видимо, обязаны сохраняться.

Рассмотренные структурные соотношения в зонах развития полной складчатости Большого Кавказа позволяют считать, что гипотеза глубинного диапиризма находит подтверждение в конкретном фактическом материале. Как было показано раньше, не противоречит ей и история развития вертикальных движений этой области в альпийском цикле. Все это вместе взятое, хотя и не является исчерпывающим доказательством того, что процесс глубинного диапиризма действительно реализовался в природе, однако заставляет думать, что именно он дает нам наиболее близкую к действительности схему развития геосинклинали и возникновения деформаций в осадочных толщах. Весьма существенным является вопрос о том, были ли горные породы, составляющие ядра глубинных диапиров в современной структуре, способны к активному восходящему течению. Иными словами, была ли в процессе эволюции и преобразования вещества осадочных горных пород стадия, когда они обладали достаточной пластичностью, и вместе с тем существовала ли одновременно инверсия плотностей, необходимая для начала процесса глубинного диапиризма?

### ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЕЩЕСТВА ПОРОД АСПИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Как уже говорилось, осевые зоны областей развития полной складчатости на Кавказе сложены преимущественно глинистыми толщами, испытавшими начальные стадии метаморфизма и имеющими облик аспидных сланцев или филлитов. В Сванетии и на Восточном Кавказе — это типичные аспидно-сланцевые породы с очень небольшим количеством песчаного и алевроитового материала. Эта формация типична для начальных стадий развития геосинклинали и характерна для многих геосинклинальных областей разного возраста. Во флишевой зоне южного склона ядро центральной антиклинали также сложено черными глинистыми сланцами, весьма сходными с аспидными, хотя здесь эти породы переслаиваются с большим количеством песчаников и мергелей, а исходные глины, давшие сланцы, были карбонатными. Но так или иначе, во всех случаях в нижней части осадочного комплекса преобладают глинистые породы, которые в процессе развития геосинклинали и формирования складчатой структуры оказались сейчас в ядрах инвер-

сионных антиклинорий. Согласно рассматриваемой концепции они сла-  
гают активную часть ядер глубинных диапиров.

Рассмотрим эволюцию глинистого вещества в процессе развития  
геосинклинали для того, чтобы понять, насколько такие преобразования  
могли обеспечить тектоническую активность ядра глубинного диапира.  
Задача эта достаточно сложна, поскольку процесс преобразования  
первичного исходного вещества осадочных пород определяется несколь-  
кими факторами, о влиянии которых мы можем судить лишь по косвен-  
ным данным. Важнейшими из этих факторов являются: первичный ми-  
неральный и химический состав глинистого вещества пород, температу-  
ра и давление, сопровождающие процесс преобразования осадков, коли-  
чество и состав флюидов (Логвиненко, 1968).

Вопрос исходного вещественного состава является, пожалуй, самым  
важным и в то же время самым трудным, поскольку у пород, прошед-  
ших уже начальную стадию метаморфизма, изменяется минеральный  
состав и может существенно измениться химический. В шлифах аспид-  
ных сланцев можно видеть ассоциации минералов, характерных для  
пород самой начальной стадии зеленокаменной фации метаморфизма:  
серицит, хлорит, кварц, а в качестве акцессорных минералов — эпидот  
и цоизит\*. Таким образом, аспидные сланцы — это метаморфические  
породы, хотя и на самой начальной стадии, или прошедшие стадию ме-  
тагенеза (Логвиненко, 1968). Однако минеральные ассоциации на этой  
стадии метаморфизма, как правило, неравновесны, а сами минералы  
полигенетичны, т. е. могут образовываться в результате разных процес-  
сов. Это приводит к тому, что наряду с новообразованными минералами  
в породе могут в значительных количествах присутствовать минералы  
предыдущих стадий изменения, т. е. стадии диагенеза и катагенеза (Лог-  
виненко, 1968). По мнению Н. В. Логвиненко, аспидные сланцы как по-  
роды могут соответствовать весьма различным минеральным фациям в  
зависимости от исходного первичного состава преобразованного осадка.  
Все это создает дополнительные трудности, связанные с изучением эво-  
люции вещества, давшего аспидно-сланцевую толщу в ее современном  
виде.

И. В. Кирилловой (1966) была сделана попытка по химическому  
составу аспидных сланцев Большого Кавказа решить вопрос об их  
происхождении и первичном минеральном составе. Автором приводит-  
ся 15 новых химических анализов, с использованием ранее опублико-  
ванных данных, число анализов составляет 20\*\*. Статистика, как видим,  
невелика. И данных по химическому составу осадочных формаций, и в  
особенности аспидных сланцев, вообще не так много в мировой литера-  
туре. Поэтому работа И. В. Кирилловой имеет большое значение, тем  
более что и имеющиеся факты позволяют сделать важные выводы.

Сравнивая химический состав аспидных сланцев, полученный по  
валовым пробам породы, с составами эталонных относительно мономи-  
неральных глин, И. В. Кириллова приходит к заключению, что первич-  
ным материалом аспидных сланцев были монтмориллонитовые глины,  
а не гидрослюдистые, как это предполагалось многими исследователя-  
ми на основании того, что в аспидных сланцах обычно обильно присут-  
ствует иллит — гидрослюдистый минерал (Логвиненко, 1965; Мазанов,

\* Отдельные шлифы аспидных сланцев Большого Кавказа из коллекции И. В. Ки-  
рилловой были любезно просмотрены Г. Г. Дук.

\*\* В число анализов, приведенных И. В. Кирилловой (1966), ошибочно попали два  
образца алевролитов, а не аспидных сланцев, что было справедливо отмечено Г. И. Чи-  
храдзе (1971). Несмотря на эту досадную ошибку, диаграммы и графики И. В. Ки-  
рилловой убедительно подтверждают основные ее выводы.

Сеидов, 1963; Рухин, 1953; Maxwell, 1962). По содержанию породообразующих окислов аспидные сланцы очень близки к монтмориллонитовым глинам, хотя, естественно, имеются и существенные отличия, которые, как мы увидим, подтверждают точку зрения И. В. Кирилловой. По содержанию кремнезема и окиси алюминия и их соотношению аспидные сланцы почти точно соответствуют монтмориллонитовым глинам. Возможно, содержание кремнезема несколько завышено за счет свободного кварца, находящегося в породах. Однако это тот кремнезем, который должен образоваться в результате гидрослюдизации монтмориллонита и остается тут же в породе. В то же время валовый анализ никак не может дать снижения содержания окиси алюминия, а в эталонных гидрослюдах оно оказывается выше, чем в аспидных сланцах.

При сопоставлении содержания калия в аспидных сланцах, монтмориллонитах и гидрослюдах получаем важный аргумент в пользу точки зрения И. В. Кирилловой. Аспидные сланцы обладают некоторым избытком калия (1—2%) по сравнению с монтмориллонитовыми глинами, но его меньше, чем в эталонных гидрослюдистых глинах. Таким образом, в ряду монтмориллонитовые глины — аспидные сланцы — филлиты наблюдается последовательное возрастание содержания калия, что вполне закономерно, если имел место процесс гидрослюдизации монтмориллонита. Если же процесс изменения пород происходил от первично гидрослюдистых глин к аспидным сланцам, а затем к филлитам, то тогда содержание калия вначале должно снижаться, а затем возрастать (Кириллова, 1966). В этом случае будет нарушаться направленность процесса.

Таким образом, есть достаточно оснований считать, что аспидные сланцы Большого Кавказа образовались из глин монтмориллонитового состава в результате процесса гидрослюдизации. Это заключение ведет к весьма важным следствиям. Монтмориллонитовые глины обладают весьма специфическими свойствами, отличающими их от других типов глин. Они наиболее гидрофильны, имеют наибольшую способность к катионному замещению, наиболее легкоплавки. Процесс гидрослюдизации, происходящий в условиях повышенного давления и температур, должен сопровождаться выделением большого количества воды и требует значительного притока калия.

Нет ничего необычного в предположении, что такой процесс действительно имеет место; скорее наоборот — гидрослюдизация монтмориллонитов это нормальное и, видимо, очень широко распространенное в природе явление (Грим, 1959; Уивер, 1962; Логвиненко, 1968). Именно этот процесс происходит в глинистом веществе молодых отложений Предкавказского передового прогиба, что установлено в результате изучения керна многочисленных скважин этой области (Холодов и др., 1976). С увеличением глубины залегания в глинах все больше возрастает содержание «гидрослюдистого компонента» — смешаннослойных глинистых минералов, состоящих из первичного монтмориллонита и, очевидно, новообразованных гидрослюд. На глубине 3700 м в этом районе выделяется четкая граница, по которой происходит резкое изменение свойств глин. Ниже этой границы происходит активный процесс гидрослюдизации монтмориллонита, в органическом веществе появляется упорядоченная ориентировка, оптическая ориентировка возникает в самом глинистом веществе. По устному сообщению В. Н. Холодова, на этой же границе в глинах появляются первые признаки секущего слоистость кливажа. Причем это происходит в горизонтально залегающих практически недеформированных слоях. Глубине 3700 м для Предкавказья соответствует температура 171°С и давление 877 атм, и можно

считать, что это верхняя граница метаморфизма для глинистых пород. Положение этой границы для разных районов может быть различным. Диапазон глубин для этой границы находится в пределах 1200—3700 м, что соответствует интервалу температур 100—180° С и давлений 230—830 атм (Холодов и др., 1976).

Аспидно-сланцевые породы осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа в процессе развития геосинклинали погружались заведомо ниже этой границы — в момент максимального прогибания они попадали на глубины 7—10 км, что соответствует температурам 200—300° С минимально и давлению 1800—2500 атм. Наличие в породах эпидота, цоизита, низкотемпературного кварца также свидетельствует о том, что температуры были около 300° С, но не выше 350—370° С. Таким образом, аспидные сланцы сформировались в верхней зоне зеленосланцевого метаморфизма.

В последние годы изучение термодинамических условий метаморфизма, а также химических реакций при этом привело многих исследователей к выводу о важной роли флюидов и в частности воды, в процессах преобразования вещества (Кадик, 1975; Хлестов, 1975; Соболев и др., 1966; Добрецов и др., 1970; Добрецов и Хлестов, 1976). По мнению Н. Л. Добрецова, давление воды при зеленосланцевой стадии метаморфизма должно быть не менее 0,8 общего давления флюида. Кроме того, для зоны прогрессивного зеленосланцевого метаморфизма характерно присутствие воды в больших количествах, что с неизбежностью должно привести к снижению эффективной вязкости пород (Добрецов и др., 1972; Добрецов и Хлестов, 1976). Преобразование монтмориллонит — гидрослюд — пиррофиллит сопровождается большой потерей воды, которая из связанного состояния переходит в свободное, межзерновое, и на первом этапе, конечно, остается здесь же в породах. Этот же процесс гидрослюдизации монтмориллонита происходит с поглощением калия, который должен быть вынесен растворами из глубоких частей коры. За счет этого количество свободной воды в породах, очевидно, возрастает. Эта свободная вода приводит не только к снижению вязкости и увеличению пластичности метаморфизованных масс горных пород, но также и к значительному разуплотнению их. Увеличение объема может достигать 15% (Белоусов, 1975; Добрецов и Хлестов, 1976), но даже и меньшие объемные эффекты (~10%) приведут к состоянию инверсии плотностей, поскольку этим процессом захвачена только нижняя часть осадочной толщи, накопившейся в геосинклинальной ванне. По мнению Н. Л. Добрецова, эта свободная вода довольно быстро уходит из пород, а удаление примерно 80% воды сводит объемный эффект к нулю (Добрецов и Хлестов, 1976). Однако эта свободная вода уйдет тогда, когда ей есть куда уходить. Многокилометровая толща осадков над метаморфизирующей толщей, к тому же содержащая большое количество глинистых пакетов, очевидно, какое-то время (и может быть весьма продолжительное) будет служить водоупором. Скорее всего, вода начнет уходить тогда, когда уже вступит в действие процесс глубинного диапиризма, и покрывающая разуплотненный объем толща начнет разрушаться эрозией. После удаления воды вязкость пород увеличится, произойдет уплотнение и некоторое проседание выростшего поднятия, однако вода при этом успеет сделать свое дело.

В этой связи исключительный интерес представляют исследования, посвященные природе и генезису кливажа (Кириллова, 1962, 1965; Гончаров, 1970; Лебедева, 1972, 1976). При описании структуры зон развития полной складчатости мы неоднократно подчеркивали, что здесь, и только здесь развит совершенный региональный кливаж, пронизываю-

ший все толщи осевых зон и параллельный осевым поверхностям складок. И. В. Кирилловой (1962) была впервые околонуена область развития совершенного кливажа на Большом Кавказе, показана его приуроченность к породам определенного состава и высказано предположение, что поверхности кливажа — это запечатленные следы флюидов, двигавшихся вместе с массой горных пород в восходящем течении. И. В. Кирилловой (1962) приводятся детальные зарисовки и фотографии шлифов, на которых видно, что кливажные поверхности изгибаются в зависимости от неоднородности пород, обтекают жесткие включения (конкреции марказита), т. е. ведут себя как структуры течения в жидкости при условии направленного давления. На основании детального изучения Н. Б. Лебедевой (1972, 1976) морфологии кливажных поверхностей на материале Большого Кавказа во флишевой зоне и в Сванетии установлено, что следы присутствия воды во многих местах могут быть обнаружены на кливажных поверхностях — по изменению формы натеков окислов железа в разных по степени выраженности типах кливажа. Сопоставляя полевые наблюдения с экспериментами на моделях, Н. Б. Лебедева приходит к выводу, что кливаж образуется при деформации двухфазной среды, когда наряду с твердым веществом присутствует в значительном количестве тонкорассеянная жидкая фаза. Кливаж, таким образом, возникает как результат явления гидроразрыва в условиях сильного сжатия, перпендикулярного поверхностям кливажа (Кириллова, 1968; Лебедева, 1976).

Очевидно, что выделившаяся в процессе гидрослюдизации монтмориллонита свободная вода не просто как-то уходит из пород, а уходит в процессе деформации самих пород, активно участвуя в этой деформации и оставая в качестве следов своего пребывания в породе региональный кливаж.

Существен вопрос о том, какие силы являются ведущими в этом процессе — вертикальное растяжение, возникающее в результате разбухания, разуплотнения толщ (Кириллова, 1962, 1965), или горизонтальное сжатие, расплющивание (Лебедева, 1972, 1976; Белоусов, 1972, 1975). В этих разных подходах нет принципиального противоречия, поскольку растяжение в вертикальном направлении неизбежно будет связано со сжатием в перпендикулярной, т. е. горизонтальной плоскости. Однако суть этого вопроса заключается в том, какое воздействие является ведущим, активным, а какое является реакцией на это воздействие. Процесс можно представить себе следующим образом. Когда глинистые толщи при погружении достигают уровня, где происходит активная их переработка, сопровождающаяся разуплотнением и инверсией плотностей, то именно это разуплотнение является первым толчком, провоцирующим начало развития процесса диапиризма. Помимо микрон неоднородностей в самом веществе глинистых пород, существуют неоднородности более крупные до макрон неоднородности всей осадочной линзы, накопившейся в геосинклинальной ванне. Наиболее глубокопрогнута часть этой осадочной линзы раньше попадает в зону необходимого прогревания, в этой части раньше начнется преобразование, связанное с возрастанием объема, и здесь раньше начнется процесс роста диапирового поднятия. Уместно вспомнить, что первые зачатки сужающегося кливажа возникают в еще практически недеформированных осадках, там, где наблюдается активная гидрослюдизация монтмориллонита (данные В. Н. Холодова). В этих условиях еще нет источника горизонтального сжимающего давления. Но как только процесс разуплотнения глинистых толщ на глубине приведет к тому, что поднятие получит геоморфологическое выражение на поверхности, т. е. единый геосинкли-

нальный прогиб расчленился на интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали, в процесс включается горизонтальное течение вещества в разуплотненном слое, обусловленное относительной перегрузкой прогибов по сравнению с растущим поднятием. Нагнетаясь в ядро диапирового поднятия, массы глинистых пород будут подвергаться горизонтальному сжатию со стороны более жестких стенок канала, по которому они внедряются. Именно такая картина наблюдается во всех экспериментах, моделирующих процесс глубинного диапиризма, вызванный инверсией плотностей (Кириллова, Черткова, 1966; Гончаров, 1976; Лебедева, 1966, 1976). При малых продольных размерах образцов роль более жесткой рамы играют стенки ящика, в котором ведется опыт; при значительных продольных размерах — более вязкие вышележащие слои материала. Таким образом, в процессе глубинного диапиризма оказываются во взаимодействии объемные силы, порожденные инверсией плотностей, и сжимающие усилия со стороны стенок канала, ограничивающего поток восходящего вещества.

Анализируя физико-химические условия преобразования вещества глинистых пород в геосинклинали, можно прийти к выводу, что этот процесс вполне способен создать необходимые начальные условия для возникновения глубинного диапиризма. Сами породы нижней части геосинклиналиного комплекса осадков, весьма вероятно, находились в достаточно пластичном состоянии, чтобы включиться в восходящее пластическое течение ядра диапира. Однако значение рассмотренной эволюции вещества глинистых пород не только в этом. Сам процесс преобразования глинистых монтмориллонитовых толщ представляется не чем-то исключительным, экзотическим, а совершенно нормальной эволюцией вещества, широко распространенной в природе. Не всегда и не везде при гидрослюдизации монтмориллонита возникают условия для развития процесса глубинного диапиризма. Очевидно, это зависит от объема метаморфизируемых пород и механических свойств покрывающей толщи в первую очередь. Необходимые предельные условия для развития глубинного диапиризма могут быть рассчитаны. Но для этого требуется: сбор конкретных данных для выяснения условий метаморфизма в определенной складчатой области, а также для сравнения условий эволюции вещества в спокойных платформенных обстановках. Ясно, что это должно быть предметом специального исследования.

Таким образом, обсудив гипотезу глубинного диапиризма с разных сторон мы приходим к выводу, что эта концепция достаточно удовлетворительно объясняет наблюдающуюся современную складчатую структуру мегантиклинория, а также закономерные сочетания структурных форм разных порядков в осевой зоне. Не противоречит идее глубинного диапиризма и история развития области в альпийском цикле. Более того, основные этапы этого развития позволяют конкретизировать эволюцию этого процесса и установить, что глубинный диапиризм не кратковременный акт, а длительный и сложный процесс. Анализ условий образования формации аспидных сланцев, слагающей ядро глубинного диапира в осевой зоне Большого Кавказа, показывает, что в процессе эволюции вещества обязательно должна была возникнуть на определенном этапе прогибания инверсия плотностей, что является необходимой предпосылкой для развития глубинного диапиризма. Все это заставляет думать, что глубинный диапиризм не просто возможная модель развития складчатой области, но и наиболее вероятный процесс формирования инверсионной структуры мегантиклинория Большого Кавказа. Эта гипотеза есть единственный путь решения проблемы формирования складчатости в инверсионной геосинклиналиной структуре.

# ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

---

Общие положения о связях тектоники и магматизма известны достаточно давно, а современные представления были сформулированы в последние годы (Белоусов, 1968, 1975; Ю. М. Шейнманн, 1968, 1969; Е. К. Устиев, 1970 и др.). Поэтому особый интерес приобретает изучение химического состава магматических проявлений на фоне тектонического развития области в рамках единого тектоно-магматического цикла. Корреляция тектонических и магматических явлений — необходимый шаг на пути создания общей геодинамической модели геосинклинального процесса.

Данные, полученные при геофизических исследованиях глубинного строения земной коры и верхней мантии, дают возможность составить представление о современном состоянии земной коры и верхней мантии Большого Кавказа. Но в то же время они позволяют откорректировать и наши представления об эволюции коры, основанные на геологических фактах, если иметь в виду, что современная структура создана в ходе направленного процесса развития.

Именно то, что и магматизм, и геофизические данные будут использованы нами как информация о глубинных структурах и процессах в глубинных зонах, и позволяет объединить их в один раздел.

## ЭВОЛЮЦИЯ АЛЬПИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Изучению альпийских магматических образований Большого Кавказа посвящено большое количество работ многих исследователей. Основные итоги многолетних исследований изложены в работах Г. Д. Афанасьева (1956, 1958, 1968), Г. С. Дзоценидзе (1959, 1970), а также в томах «Геологии СССР» [т. IX, Северный Кавказ (геологическое описание), 1968 и т. X, Грузинская ССР (геологическое описание), 1964]. Эволюции альпийских магматических образований Большого Кавказа посвящены работы А. М. Борсука (1963, 1974, 1976, 1977). Связь магматических проявлений с тектонической эволюцией Северо-Западного Кавказа проанализирована в работе М. Г. Ломизе (1969). Вещественный состав и стадии неоген-четвертичного вулканизма Большого Кавказа с большой детальностью рассмотрены в монографии Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1973).

Магматические образования альпийского возраста, характеризующие все стадии развития альпийского цикла, наиболее полно представлены в пределах блоков Центрального и Северо-Западного Кавказа. Это связано с тем, что западная половина Большого Кавказа относительно приподнята по сравнению с восточной, поэтому здесь обнажаются не только эффузивные и вулканогенные образования, но и интрузивные магматические тела. Поэтому в западной половине Большого Кавказа и были в основном сосредоточены петрологические исследования. Выводы и закономерности развития альпийского магматизма обычно

относятся ко всей области Большого Кавказа, что не вызывает возражений. Однако продольная тектоническая зональность, к которой приурочены магматические формации, отвечает блоку Центрального Кавказа, а она, как мы видели, не вполне соответствует продольной зональности Восточного Кавказа. Это следует иметь в виду, чтобы избежать путаницы и просто неверной интерпретации данных о магматизме, полученных на примере Центрального Кавказа, при экстраполяции их на восточную половину Большого Кавказа. Главным образом это относится к зонам южного склона и Главного хребта. Именно зона южного склона Центрального Кавказа характеризуется типично геосинклинальным режимом в альпийском цикле — это осевая зона активных процессов развития. На Восточном Кавказе ей соответствует по режиму движений осевая зона, включающая горст-антиклинории Бокового и Главного хребтов и Бежитинский грабен. Поэтому на раннеальпийской стадии развития должны сопоставляться и сравниваться эти зоны. На инверсионной стадии развития флишевая зона протягивалась непрерывно из западной половины Большого Кавказа в восточную, и название «зона южного склона» на этом этапе в равной мере относится ко всем ее частям.

Зона Главного хребта Центрального Кавказа, переходная между наиболее подвижной зоной южного склона и относительно стабильной Бечасынской или Лабино-Малкинской зоной, расположенной севернее, по существу, не имеет аналогов на Восточном Кавказе, где доальпийский фундамент всюду оказывается глубоко погруженным, а проявления магматизма отсутствуют. Точно также и Лабино-Малкинская зона только в какой-то мере может сопоставляться с северными зонами Восточного Кавказа, отвечающими части Сланцевого Дагестана и Известняковому Дагестану. Однако здесь фундамент оказывается погруженным еще глубже, эта область вообще лишена проявлений магматизма, и сопоставление может быть только условным (Borsuk, Sholpo, 1976).

Магматические образования альпийского цикла Большого Кавказа чрезвычайно разнообразны по составу и в целом соответствуют классической схеме развития магматизма в геосинклинальных складчатых областях. Хотя они в этой области невелики по объему, но при сопоставлении их состава с историей тектонического развития могут быть выявлены важные закономерности в развитии земной коры и верхней мантии.

Рассмотрим состав магматических формаций\* альпийского цикла по отдельным этапам, давая привязку к различным тектоническим зонам.

В ранней и особенно в средней юре (байос) на Большом Кавказе наблюдается наиболее интенсивная магматическая активность, приуроченная к разным геотектоническим зонам этого этапа (рис. 36). В осевой зоне геосинклинального прогиба формируется габбро-диабазовая формация, давшая в основном комплексы даек, наиболее полно представленных на Восточном Кавказе и сосредоточенных в двух поясах — Казбекском, совпадающем с Боковым хребтом, и Кахетинском, приуроченном к Главному хребту (Варданыц, 1947). Породы этой формации подробно изучались крупнейшими петрографами Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, Д. С. Белянкиным, Г. С. Дзоценидзе, Л. А. Варданыцем,

\* Под понятием магматическая формация подразумевается устойчивая естественная ассоциация магматических горных пород, обладающих общностью состава и соответствующих определенному этапу или стадии развития какой-то единой геотектонической зоны (Кузнецов, 1964; Афанасьев, 1960; Афанасьев и др., 1973; Устиев, 1970).

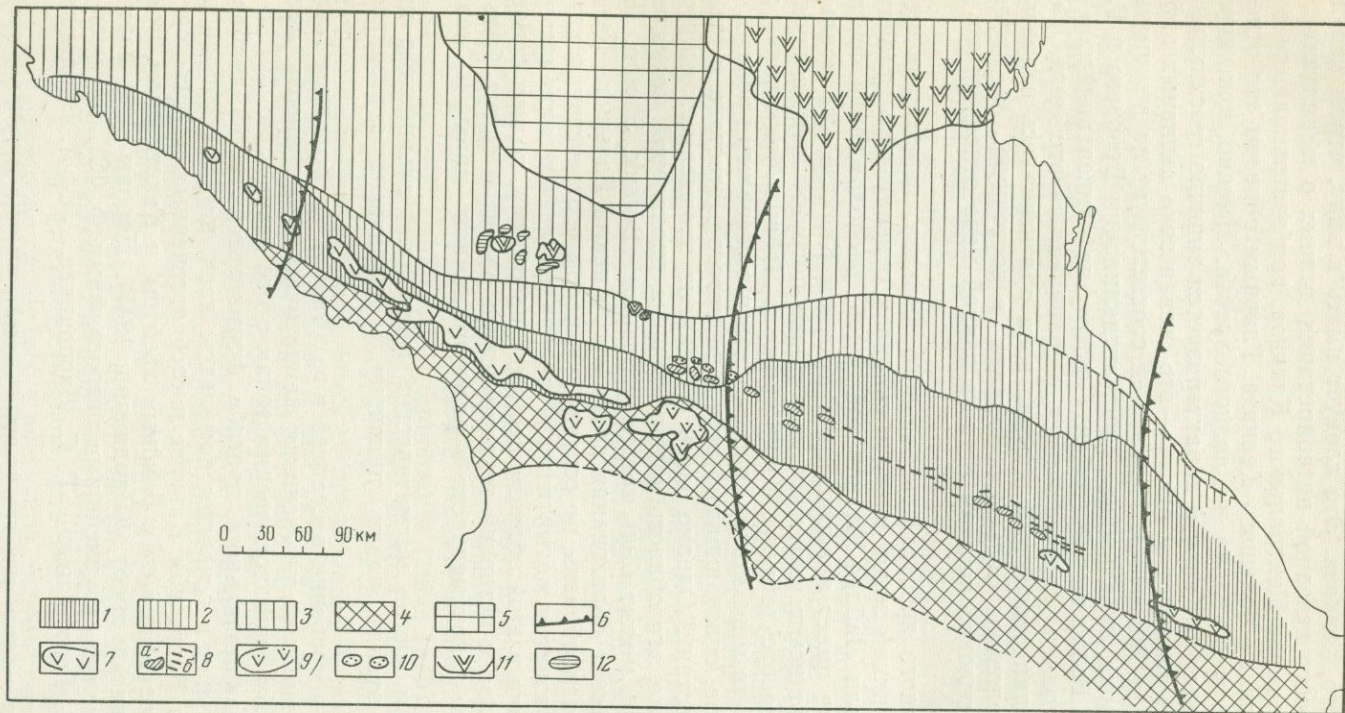


Рис. 36. Магматические формации и тектонический режим Большого Кавказа. Ранняя и средняя юра. Составили А. М. Борсук и В. Н. Шолпо (1976 г.)

1 — интенсивные дифференцированные прогибания; 2 — умеренные прогибания; 3 — незначительные прогибания; 4 — внутреннее поднятие в подвижной зоне; 5 — поднятие в стабильной зоне; 6 — крупные поперечные флексуры; 7–12 — магматические формации: 7 — спилит-диабазовая, 8 — габбро-диабазовая (а — интрузии, б — дайки), 9 — диабазовая, 10 — андезит-дацитовая, 11 — долеритовая, 12 — андезит-трахиандезитовая

А. П. Лебедевым и другими исследователями. Материал по магматическим комплексам Дагестана суммирован Н. Т. Романовым (1968) и А. Г. Долгих и В. Б. Черницыным (1971); в междуречье Ардон — Асса габбро-диабазовая формация детально изучена М. К. Сухановым (1975). Указанные исследователи выделяют среди пород этой формации по крайней мере три разновозрастных магматических комплекса, несколько различающихся химическим составом: позднеоарский, позднеааленский и послеааленский (допозднеюрский). Вмещающими породами для нее являются аспидные сланцы нижнего и среднего лейаса, а также песчано-сланцевые толщи тоара и аалена, и относительный возраст различных магматических комплексов устанавливается по взаимному пересечению даек и различиям в их составе (Долгих, Черницын, 1971). Преобладают интрузивные и субвулканические фации, хотя развиты также спилиты и туфы. По составу породы изменяются от типичных диабазов и долеритов до вариолитов, габбро и лейкодиабазов. Причем более лейкократовые разности скорее всего принадлежат и к более поздним образованиям (Долгих, Черницын, 1971; Суханов, 1975), что, очевидно, свидетельствует о большей дифференциации первичного расплава и дало всю гамму пород от габбро и габбро-диабазов до андезито-базальтов.

На Северо-Западном Кавказе в узкой полосе, пограничной между зоной южного склона и зоной Главного хребта, распространены породы кварцевых альбитофиров, залегающие в виде межпластовых тел (Ломизе, Сомин, 1962), которые скорее всего следует также относить к определенной разновидности габбро-диабазовой формации осевой зоны геосинклинали (Борсук, 1974).

В раннем и среднем лейасе в переходной зоне Главного хребта Центрального Кавказа образуется андезито-дацитовая формация, имеющая здесь широкое распространение в виде лавовых покровов пирокластических образований, даек, субвулканических и гипабиссальных тел гранодиорит-порфиров. К этой же формации относятся пирокластические образования среднекислого состава, приуроченные в среднелейасовое время к Осетинской впадине (Панов, 1976). Между этой формацией и габбро-диабазовой существуют принципиальные отличия — отсутствуют переходные разности. Петрохимическая и петрографическая обособленность пород андезито-дацитовой формации свидетельствует о том, что исходный расплав, из которого образовались эти породы, был по составу близок андезиту (Борсук, 1974).

В средней юре (в байосе) в южной части зоны южного склона на всем ее протяжении накапливаются мощные вулканогенные толщи спилит-диабазовой формации, которые некоторые исследователи считают типичной доинверсионной формацией эвгеосинклиналей (Дзоценидзе, 1970). Отмечается новое оживление магматической активности вдоль Пшекиш-Тырныузской шовной зоны, где формируются сходные по составу, однако гораздо меньшие по мощности эффузивные образования (Борсук, Цветков, 1973; Панов, 1976).

Присутствие спилит-диабазовой формации на южном борту геосинклинали ванны Большого Кавказа и служит, очевидно, для некоторых исследователей основанием для того, чтобы считать весь Большой Кавказ или его часть (Сванетию) эвгеосинклиналиальной зоной. Действительно, мощности вулканогенных толщ байоса достигают здесь 3000 м. Однако, строго говоря, эта формация не принадлежит собственно Большому Кавказу. Чрезвычайно однообразные и сходные по составу вулканогенные породы байоса накапливались на огромной площади, охватывавшей Закавказский (Рионо-Куринский) срединный массив и север-

ный край Малого Кавказа. Следует, видимо, согласиться с М. Г. Ломизе и М. К. Сухановым (1974), которые считают, что эта спилит-диабазовая формация относится к активизированному срединному массиву. По краям она как бы «выплескивается» на соседние геосинклинальные прогибы, где естественно, в силу большей подвижности коры, захваченной процессами прогибания, накапливаются большие мощности вулканитов и формируются некоторые специфические особенности их состава. В фаціальном отношении спилит-диабазовая формация образована лавовыми покровами, туфами, туфобрекчиями, субвулканическими телами, дайками и межпластовыми залежами. Главные типы пород этой формации представлены спилитами, обычно залегающими в основании вулканогенных толщ, авгит-плагиоклазовыми и существенно плагиоклазовыми (без цветных минералов) порфиритами, преобладающими в количественном отношении (Дзоценидзе, 1948, 1959). Породы спилит-диабазовой формации образовались в подводных условиях. По составу формировавший их расплав отвечал толеитовому базальту с характерным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Процессы дифференциации расплава проявлены крайне слабо.

Сравнительный анализ минералого-петрографического и петрохимического состава пород спилит-диабазовой и габбро-диабазовой формации свидетельствует о том, что и те и другие являются производными единого толеитово-базальтового расплава (Борсук, 1974). Поскольку осевая зона мегантиклинория относительно приподнята по сравнению с южным склоном, на поверхность здесь выходят более глубокие фации пород, производных того же толеитово-базальтового расплава, который формировал и спилит-диабазовые породы срединного массива, частично захватившие зону южного склона. В осевой зоне мегантиклинория с большей интенсивностью проявились процессы дифференциации первичного расплава.

В крайней северной, Лабино-Малкинской зоне в ранней юре (плинсбах — домер) образуются две магматические формации: долеритовая интрузивная и вулканогенная андезит-трахиандезитовая. Долериты слагают различные по мощности многоэтажные силлы, переслаивающиеся моноклинально лежащие толщи терригенных осадков плинсбаха. Образование пород андезит-трахиандезитовой формации следует по времени за долеритами. В фаціальном отношении это типичные эффузивы (лавы и пирокластические толщи), реже встречаются субвулканические некки и дайки. Состав пород в среднем отвечает андезиту, но со значительным отклонением в сторону преобладания  $\text{K}_2\text{O}$  (Борсук, 1974).

Таким образом, в направлении от внутренних частей подвижной геосинклинальной области к активизированной эпигерцинской платформе (Лабино-Малкинской зоне) в образовании синхронных магматических формаций обнаруживается латеральная зональность. Для внутренних зон подвижной области характерны производные малодифференцированного толеит-базальтового расплава. В краевых частях геосинклинального прогиба на границе с более жесткими структурами появляются породы среднего (андезито-дацитового) состава. Более полного развития андезито-дацитовая формация достигает в зоне Главного хребта на Центральном Кавказе, представляющей собой в это время переходную область между геосинклинальным прогибом и регенерированной платформой. Наконец, для области активизированной платформы характерны субплатформенные долериты и андезиты с отчетливо проявленной повышенной щелочностью. В этом же направлении — с юга на север — заметно возрастает калиевая щелочность магматичес-

ких образований первого этапа альпийского цикла (Борсук, 1974). Вместе с тем следует заметить, что проявления магматизма на этом этапе распространяются от внешней зоны активизированной платформы, где мы видим наиболее ранние магматические образования, к внутренним зонам подвижной области, где магматические образования сформировались в самом конце первого этапа.

Петрологические особенности породообразующих минералов и их парагенез свидетельствуют о том, что выплавление и начало кристаллизации базальтового расплава происходило на все больших глубинах при движении от внутренних частей геосинклиналильной зоны к активизированной платформе. Вместе с тем в переходной зоне Главного хребта, где мощные сиалические массы сохранились от предыдущего (герцинского) тектоно-магматического цикла, очевидно, за счет их анатектического плавления образуются андезиты и дациты (Борсук, 1977).

В конце средней и в начале поздней юры сформировалась сложная габбро-гранитовая формация, которую следует связывать со следующим, инверсионным, этапом развития альпийского цикла (рис. 37). Эта формация встречается только в западной половине Большого Кавказа и приурочена к осевой зоне прогибания предшествующего этапа и к пограничной полосе между зонами южного склона и Главного хребта (бассейны рек Мзымта, Авадхара, Келасури, Гумиста, Кодори, Ингури). Породы этой формации изучались и описаны в геологической литературе Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым, Г. М. Заридзе, М. М. Рубинштейном, Н. Ф. Татришвили, Б. П. Беликовым, М. А. Фаворской и другими советскими петрографами. В пределах блока Северо-Западного Кавказа, где зона Главного хребта наиболее погружена, эта формация развита в гипабиссальной, субвулканической и вулканической фациях. В состав ее входят интрузивные тела гранодиорит-порфиоров, вулканическая толща и специфические экструзивы гранитоидного состава.

Восточнее, уже в пределах блока Центрального Кавказа—вдоль сочленения зоны южного склона и зоны Главного хребта, габбро-гранитная формация присутствует только в интрузивной, относительно глубинной фации. Породы этой формации представлены габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами и гранитами, образующими выдержанный гомодромный ряд. Во многих случаях внедрение расплава, за счет которого образовались породы юрской габбро-гранитной формации, происходило по разломам, которые пересекают древние породы внутри приподнятой зоны Главного хребта и, видимо, контролировали размещение магматических масс в палеозое. Взаимодействие расплава с палеозойскими толщами привело к широкому развитию здесь специфических гибридных пород.

Между юрскими габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами и гранитами наблюдается вся гамма переходных пород. Вместе с тем все эти породы образовались в результате последовательных фаз внедрения расплава, и между ними четко выделяются эруптивные контакты. Для пород формации характерна крайняя неравновесность составов (Борсук, 1974).

В пределах Восточного Кавказа не известны какие-либо магматические образования позднеюрского возраста, хотя существуют косвенные данные, которые позволяют высказать по этому поводу некоторые предположения. В результате изучения металлогении осевой зоны Восточного Кавказа были установлены две металлогенические провинции (Бунин, 1960, 1961). В последние годы в пределах этих провинций был открыт целый ряд гидротермальных колчеданных и полиметаллических месторождений (Бородаевская и др., 1966; Полищук, Слюняев, 1970;

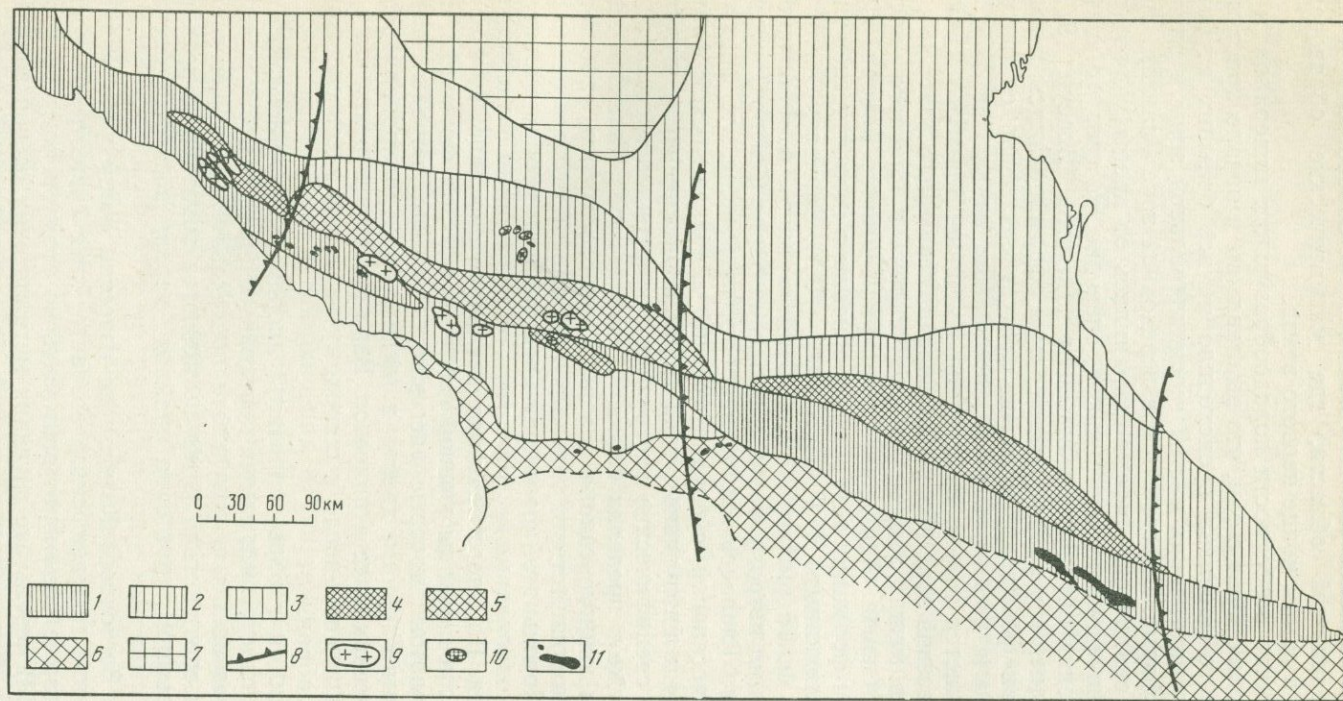


Рис. 37. Магматические формации и тектонический режим Большого Кавказа. Поздняя юра — палеоген. Составили А. М. Борсук и В. Н. Шолпо (1976 г.)

1 — интенсивные дифференцированные прогибания; 2 — умеренные прогибания; 3 — незначительные прогибания; 4 — новообразованные поднятия в подвижной зоне; 5 — унаследованное поднятие в подвижной зоне; 6 — внутреннее поднятие в подвижной зоне; 7 — устойчивое поднятие в стабильной зоне; 8 — крупные поперечные флексуры; 9—11 — магматические формации: 9 — диорит-гранитоидная, 10 — гранитоидная (порфировая), 11 — эссексит-тешенитовая

Жабин, Рябова, 1971). Состав рудоносных минералов и зональность рудопроявлений в каждой провинции свидетельствуют о их связи с гранитными интрузиями, расположенными на небольшой глубине. Приуроченность этих предполагаемых гранитных тел к осевой зоне инверсионного центрального поднятия позволяет считать, что и здесь на Восточном Кавказе существуют аналоги Кирарской интрузии в Сванетии, принадлежащей к габбро-гранитной формации; однако здесь они пока оказались не вскрыты эрозией.

В Лабино-Малкинской зоне с тем же этапом магматической активности связано образование диорит-гранитной формации. Как и на предыдущем этапе развития, область активизированной платформы опережает по развитию магматических явлений подвижную геосинклинальную зону, породы этой формации относятся к тоар — байосу. Диорит-гранитная формация представлена гипабиссальными интрузивами диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров (бассейны рек Кубани, Теберды, Хасаута). Для пород этой формации характерны большая равновесность составов и более поверхностные условия формирования, чем для габбро-гранитной формации (Борсук, Кондаков, 1969). Объемы магматических продуктов здесь также значительно меньше.

На границе юры и мела в зоне Главного хребта на Северо-Западном Кавказе и в Лабино-Малкинской зоне формируются гипабиссальные и субвулканические интрузии трахитов. В зоне южного склона в это же время образуются мелкие интрузии монцититов. В раннемеловое время магматическая активность в пределах Большого Кавказа прекращается. Очевидно, после инверсии геотектонического режима и внедрения гранитов в поздней юре проницаемость коры становится минимальной.

На границе раннего и позднего мела отмечается новое оживление магматической активности на Большом Кавказе, однако магматические проявления на этом этапе иные. Если до сих пор продольная тектоническая зональность подчиняла себе размещение различных магматических формаций, и наблюдалась определенная закономерная смена типов магматизма от одной тектонической зоны к другой, то магматическая формация, возникшая на рубеже раннего и позднего мела, удивительно однообразна во всех структурно-формационных зонах и, по существу, является единой эссексит-тешенитовой формацией (Борсук, 1974). Породы этой формации слагают гипабиссальные тела интрузивов, дайки и штоки. Важно отметить, что очень часто локальные структуры, контролирующие положение пород этой формации, имеют поперечное к общекавказскому простиранию, и в основном появление их приурочено к области Центрального Кавказа, хотя имеется локальный выход эссексит-тешенитов в зоне южного склона в Азербайджане (Абдуллаев, Самедова, 1976). Петрологическая характеристика пород этой формации позволяет заключить, что исходный состав магмы, давшей эти габброиды повышенной щелочности, отличался от толеитово-базальтового расплава ранней и средней юры повышенной основностью и большей калиевой щелочностью, что может рассматриваться как результат его поступления с более глубоких горизонтов коры. Кроме того, габброиды повышенной щелочности, т. е. сходные по составу магматические образования, формируются примерно в это же время в пределах и других структурных зон Кавказа: на Закавказском срединном массиве (районы Кутаиси и Цхалтубо), в Аджаро-Триалетской складчатой области на Малом Кавказе. Это позволяет считать, что появление эссексит-тешенитовой формации — процесс не локальный, связанный с

развитием Большого Кавказа, а более общий, захватывающий всю область подвижного геосинклинального пояса. Объемы магматического материала, образовавшегося в эту фазу активности, невелики, масштабы распространения по площади также ограничены, но тем не менее появление этой новой магматической формации очень важно, так как свидетельствует о начале нового этапа в магматической эволюции региона.

В эоцене в зоне южного склона Северо-Западного Кавказа и вдоль границы сочленения с зоной Главного хребта вновь образуются породы эссексит-тешенитовой формации (см. рис. 37), весьма близкие по составу к меловой (Борсук, 1974, 1977).

В более позднее время магматическая активность на Большом Кавказе, да и в прилегающих к нему с севера и с юга тектонических зонах, сосредоточивается исключительно в полосе Транскавказского поперечного поднятия. Породы этих магматических формаций и их структурная и тектоническая приуроченность подробно описаны в работе Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1973).

Магматическая активность на Большом Кавказе в неоген-четвертичное время (рис. 38) проявилась в основном в трех областях или провинциях: Эльбрусской, Казбекской и в районе Грозного. Первые два находятся в пределах Транскавказского поперечного поднятия, а последняя на диагональном разломе (Казбек-Цхинвальском), который скорее всего является оперяющим по отношению к поперечной флекуре, ограничивающей Транскавказское поднятие. На протяжении этого этапа наблюдается несколько стадий усиления магматической активности: миоцен-плиоценовая, позднелиоценовая и антропогеновая. Моменты активизации магматизма совпадают с этапами повышения интенсивности восходящих движений Большого Кавказа. С миоцен-плиоценовой стадией связано образование в Эльбрусской магматической провинции (в пределах активизированной платформы) типично платформенной формации гранитоидов повышенной щелочности — это известные лакколлиты Кавказских Минеральных вод. Позже, в плиоцен-четвертичное время, в этой же провинции, но южнее (Чегем, Баксан), формируется разнофациальная вулканоплутоническая формация. Эффузивная фация этой формации представлена кислыми продуктами наземного вулканизма, а интрузивная — гипабиссальными интрузивами гранодиорит- и гранит-порфиоров — «неоинтрузии» Северного Кавказа.

Одновременно с гранитоидной формацией во всех провинциях возникает андезит-трахиандезитовая формация, продукты наземных излияний которой составляют большую часть объема вулканических образований этого этапа. Состав пород этой формации колеблется от андезито-базальтов до дацитов, но резко преобладают лавы андезитового и андезито-дацитового состава (Милановский, Короновский, 1973). Очевидно, эти две магматические формации Большого Кавказа образуются в разных магматических очагах, расположенных на различных по глубине уровнях (Борсук, 1974; Милановский, Короновский, 1973).

В то время как гранитоидная вулканоплутоническая формация приурочена к относительно стабильной части складчатого пояса — активизированной части платформы, а внутри него к Закавказскому срединному массиву — андезит-трахиандезитовая формация характерна для всех тектонических зон подвижного пояса. Она, также как и меловая эссексит-тешенитовая формация, довольно однообразна по составу и имеет широкое распространение в основном в зоне Транскавказского поперечного поднятия — на Малом Кавказе, во внутренних зонах Анатолии. При этом объемы вулканического материала по мере продвиже-

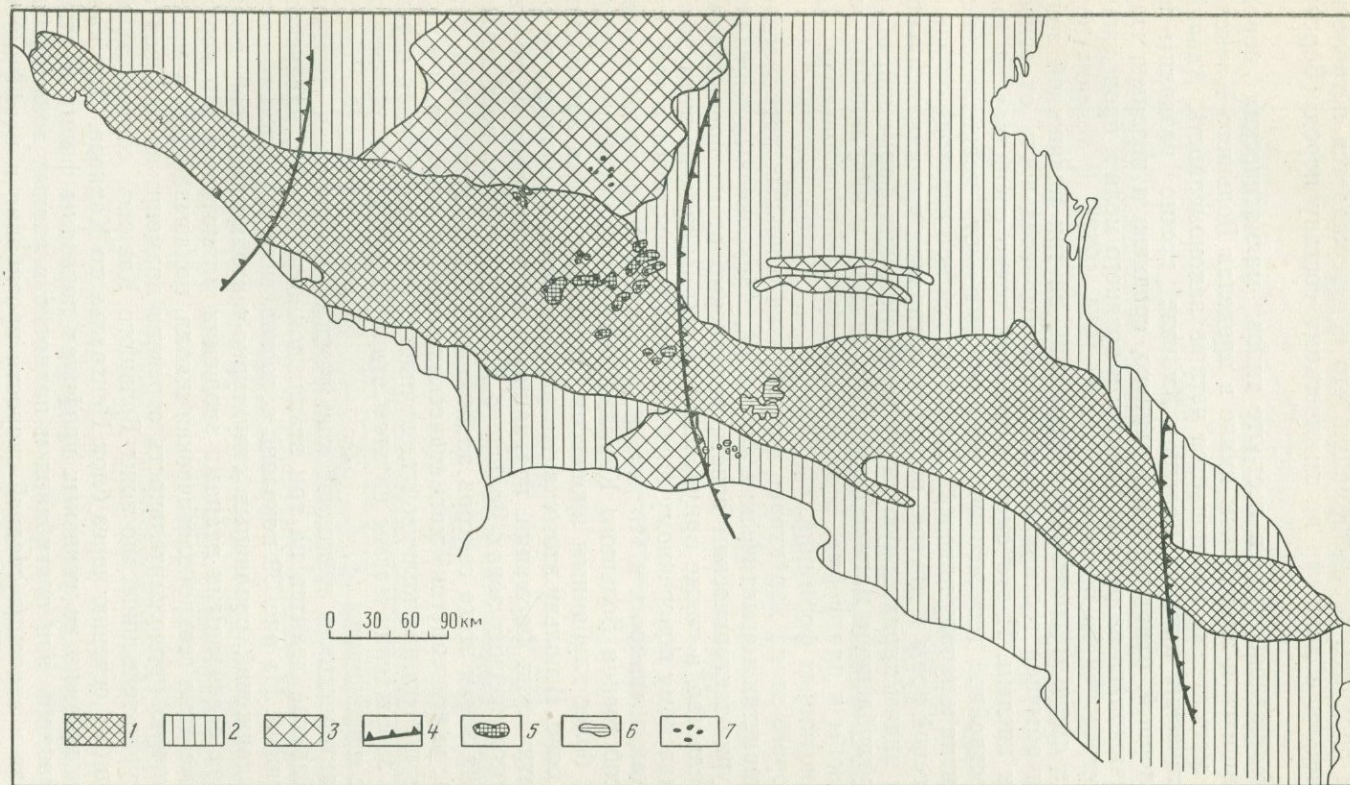


Рис. 38. Магматические формации и тектонический режим Большого Кавказа. Неоген — четвертичное время. Составили А. М. Борсук и В. Н. Шолпо (1976 г.)

1 — орогенные поднятия; 2 — прогибы (внешний и внутренний); 3 — относительное поднятие в прогибах; 4 — крупные поперечные флексуры; 5—7 — магматические формации (5 — гранитоидная вулканоплутоническая, 6 — андезит-трахиандезитовая, 7 — гранитоидная повышенной щелочности)

ния на юг возрастают. Так что образование этой формации, очевидно, не связано с развитием собственно Большого Кавказа, а определяется активизацией Транскавказского поперечного поднятия на новейшем этапе. Об этом же свидетельствует углубление очагов магмообразования, давших продукты этой формации, что подтверждается петрологическими данными и данными по химическому составу пород (Борсук, 1974).

При всем разнообразии и пестроте типов магматических пород, сформировавшихся в альпийском цикле в пределах Большого Кавказа, в эволюции магматизма наблюдается четкая закономерность. Альпийский магматический цикл на Большом Кавказе можно разделить на два этапа: первый, охватывающий раннюю, среднюю и позднюю юру, и второй, начавшийся на рубеже раннего и позднего мела и продолжавшийся до четвертичного времени (Борсук, 1974, 1977). В течение первого этапа в смене магматических формаций внутри подвижной зоны наблюдается обычная геосинклиальная последовательность от основных пород к кислым. И эта смена формаций точно совпадает во времени с перестройкой геотектонического режима — от доинверсионной стадии развития к началу инверсии. Вместе с тем при переходе от одной геотектонической зоны к другой, вкрест простирания геосинклиальной области, мы видим характерную смену магматических формаций, обусловленную углублением магмаобразующих очагов в направлении от подвижной зоны к платформе. В этом же направлении происходит удревнение однотипных формаций.

Для второго этапа характерно однообразие основных петрологических характеристик магматических формаций, приуроченных к различным структурно-тектоническим зонам, независимо от их предыстории. Это обстоятельство, а также приуроченность магматизма на этом этапе к Транскавказскому поперечному поднятию свидетельствуют о том, что магматическая активность в это время не связана с геотектоническим развитием собственно Большого Кавказа, а обусловлена более общим и, вероятно, более глубинным процессом, охватившим весь альпийский подвижный пояс. В пользу этого также говорит наличие сходных по составу магматических формаций, появившихся на этом этапе не только в разных тектонических зонах Большого Кавказа, но и во всех других тектонических зонах этого сектора альпийского пояса. Кроме того, петрологические характеристики магматических пород этого этапа, и в первую очередь повышение калиевой щелочности, свидетельствуют о том, что уровень зарождения магмы на этом этапе стал более глубоким по сравнению с предыдущим.

По характеристикам тектонического режима альпийская история Большого Кавказа делится на три этапа: доинверсионный, инверсионный и орогенный. На рис. 39 показано сопоставление вертикальных тектонических движений различных структурно-тектонических зон Большого Кавказа с основными этапами эволюции магматизма. По вертикали на схеме дана геохронологическая шкала, показывающая в масштабе абсолютную продолжительность отрезков времени; по горизонтали — структурно-тектонические зоны Большого Кавказа, соответствующие поперечному сечению через блок Центрального Кавказа. Для каждого отрезка времени на условных профилях показаны форма и относительные размеры зон прогибания и поднятия в разных зонах Большого Кавказа и значения средней скорости прогибания и коэффициента дифференциации. Проявления магматизма обозначены треугольниками: толстой черной линией показаны треугольники, обозначающие кислые формации, двойными тонкими линиями — основные. Вертикаль-

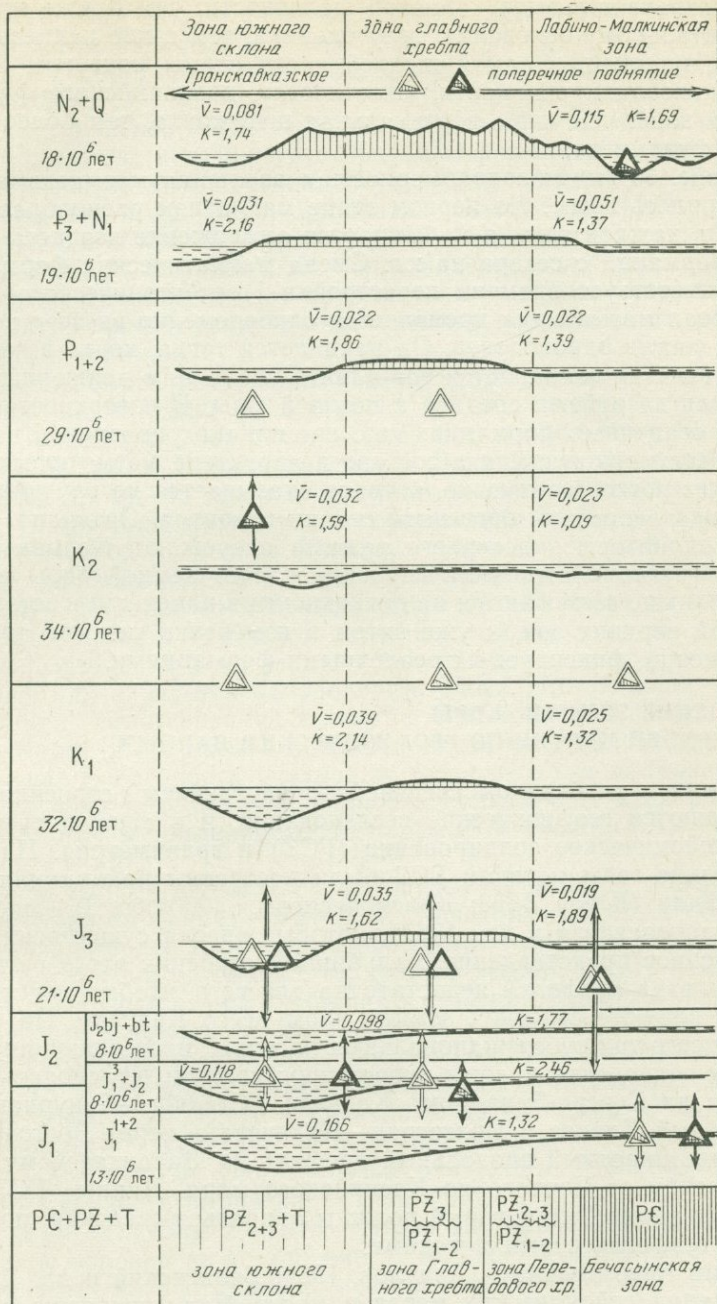


Рис. 39. Схема сопоставления вертикальных тектонических движений и магматизма в альпийском тектоно-магматическом цикле. Составили А. М. Борсук и В. Н. Шолпо (1976 г.)

ные стрелки у треугольников указывают возрастные пределы магматических формаций, а заштрихованный сектор внутри треугольника условно обозначает размер калиевой щелочности: чем ближе этот сектор к горионтальному основанию треугольника, тем выше калиевая щелочность. И, наконец, в самой нижней части схемы показаны возраст и степень консолидированности, «жесткости», доальпийского фундамента в каждой зоне: чем чаще вертикальная штриховка, тем более консолидирован фундамент.

На рис. 39 видна закономерность в эволюции магматизма, о которой говорилось выше. На первом этапе магматизм разнообразен и специфичен в каждой зоне, и наблюдается омоложение возраста магматических формаций с севера на юг. Смена магматических формаций при этом соответствует времени перестройки геотектонического режима. Второй этап магматизма проявляется одновременно во всех зонах, при этом его состав однообразен. Он начинается тогда, когда в геотектоническом развитии сохраняется тот план и тот режим движений, который был создан на рубеже средней и поздней юры. В поверхностной структуре и в осадочных формациях еще нет никаких признаков начала нового, следующего этапа, а в составе и характере магматических пород происходит резкое изменение, которое оказывается не случайным явлением, а предвестником орогенной стадии развития. Очевидно, магматические индикаторы эндогенного режима опережают тектонические события. Изменения состояния глубоких частей земной коры и верхней мантии раньше выражаются на поверхности в изменении состава магмы, достигшей верхних зон, а уже затем в изменении режима тектонических движений, фиксируемых осадочными формациями.

#### **СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Основным источником сведений о внутреннем строении земной коры являются геофизические исследования, и в первую очередь глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрия. На Кавказе за последние годы методом ГСЗ были построены принципиально важные профили (Юров, 1963; Краснопевцева, 1966а,б; Давыдова и др., 1966; Краснопевцева и др., 1967), которые внесли существенный вклад в современное представление о глубинном строении этого региона. Однако сеть этих профилей недостаточна для того, чтобы представить детальную картину строения земной коры всего Кавказа. По существу, имеется всего три субмеридиональных профиля, пересекающих Большой Кавказ и сопредельные зоны вкрест простирания: Краснодар—Архипо-Осиповка на Северо-Западном Кавказе, Степное—Бакуриани через Центральный Кавказ и Волгоград—Нахичевань через Восточный Кавказ и один широтный продольный профиль по Закавказскому межгорному прогибу от Черного до Каспийского моря. Данные ГСЗ образуют как бы каркас, на который должны опираться сведения, полученные другими геофизическими методами.

Кроме того, известно (Авдулов, 1969; Беляевский и др., 1972), что на основании сейсмических методов могут быть получены надежные результаты по относительно просто построенным, спокойным областям, где наклоны границ в земной коре не превышают 15—20°. При больших наклонах границы устанавливаются с трудом или вообще могут быть не обнаружены. Поэтому результаты ГСЗ по платформенным областям или по акваториям точнее, чем по горным районам с интенсивной складчатостью. На профиле Степное — Бакуриани при первой ин-

терпретации данных не была установлена граница Конрада (Юров, 1963), но это не означало, что ее там нет. Очевидно, эта граница из-за сложного строения трудно уловима и только позже она была намечена по гравиметрическим данным (Авдулов, 1969), а впоследствии установлена при переинтерпретации сейсмограмм Ю. Г. Юрова (Краснопевцева и др., 1970).

Гравиметрические наблюдения на Кавказе проводятся более систематически и служат источником основной информации о структуре глубинных горизонтов этого региона по всей его площади (Балавадзе, 1957; Кириллова и др., 1960; Балавадзе, Шенгелая, 1966; Авдулов, 1969; Шенгелая, 1968; Иоселиани, 1969). Гравиметрические данные, в противоположность данным ГСЗ, более надежны для горных областей, где глубинные границы имеют крутые углы наклона (Авдулов, 1969). Поэтому оптимальным является комплексное использование различных геофизических методов.

Установлено, что по строению земной коры Кавказ так же, как и по проявлению магматизма, не отстывает от классических схем. Общая мощность земной коры под высокогорной частью Большого Кавказа достигает 55—60 км, в Предкавказском и Закавказском прогибах она уменьшается до 40—45 км, и в основном за счет мощности «гранитного» слоя. И это тоже находится в соответствии с общей закономерностью, свойственной не только Кавказу. Однако сведения о строении глубинных горизонтов земной коры до сих пор продолжают оставаться недостаточно детальными для того, чтобы можно было их однозначно сопоставить с более подробно изученной поверхностной структурой Большого Кавказа. И дело заключается не только в том, что с глубиной вообще увеличивается однородность слоев земной коры, т. е. происходит общая гомогенизация вещества, слагающего глубокие горизонты коры. Кроме этого весьма важного обстоятельства, тут сказывается разрешающая способность различных геофизических методов, а в некоторых случаях недостаточно полное использование всех возможностей, заложенных в применяемых методах (Беляевский и др., 1972; Никольский и др., 1975).

Одна из первых попыток сопоставить глубинную и поверхностную структуру Кавказа принадлежит А. А. Сорскому (1962б, 1966). Хотя с тех пор прошло более 10 лет, а в наше время новая информация (в особенности о строении глубинных горизонтов земной коры) накапливается быстро, основные схемы глубинного строения Кавказа, построенные А. А. Сорским, и выводы о соотношениях глубинных и поверхностных структур, сделанные им, не потеряли своего значения и сейчас. Важно отметить, что в тот момент, когда А. А. Сорский составлял свои схемы мощности коры и мощности «гранитного» слоя, работы по профилю ГСЗ Волгоград—Нахичевань не были закончены, и естественно, он не мог учесть эти данные. Однако позже эти схемы были подтверждены, и не только данными по профилю Волгоград—Нахичевань, но и гравиметрическими данными; и карты глубинных горизонтов, составлявшиеся позже, не опровергли построения А. А. Сорского, а только несколько детализировали их в отдельных местах (Авдулов, 1969; Беляевский, 1974).

Изменения мощности земной коры, как уже упоминалось, согласуются с расположением крупных структурных элементов Кавказа (рис. 40). Важно отметить, что и внутри крупных структурных единиц происходят закономерные изменения мощности коры. На рис. 40 видно, что мегантиклинорий Большого Кавказа по глубинным границам также распадается на ряд овалов или линз, соответствующих тем блокам, ко-

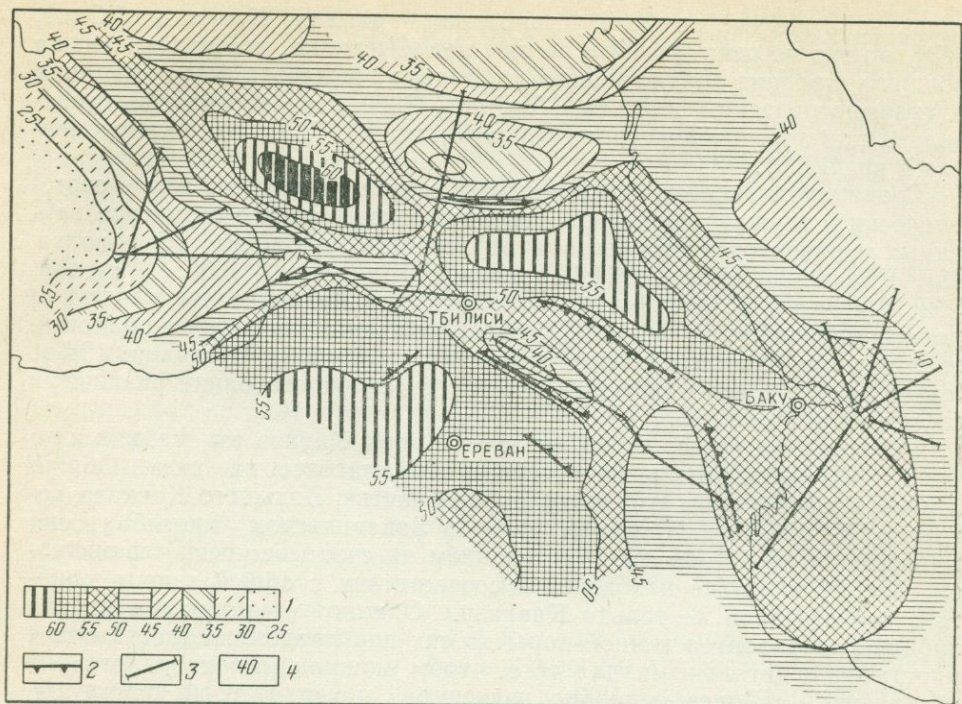


Рис. 40. Схематическая карта мощностей земной коры Кавказа. По А. А. Сорскому (1966 г.)

1 — шкала мощностей (в км); 2 — зоны крупных градиентов силы тяжести; 3 — профили ГСЗ; 4 — изолинии мощностей

торые наблюдаются в поверхностной структуре. Блоки Центрального и Восточного Кавказа характеризуются наибольшей мощностью земной коры, но они разделены пережимом, совпадающим с поперечной флексурой, отделяющей эти блоки. Относительное уменьшение мощности коры происходит на периклиналях мегантиклинория, в блоках Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа.

Поскольку наиболее изменчив в земной коре «гранитный» слой, и в основном за счет него происходит утонение или утолщение всей коры, то естественно возникает идея сравнить характер изменений «гранитного» слоя с распределением структурно-исторических зон. Схема мощностей «гранитного» слоя со схемой времени инверсии на Кавказе была сопоставлена А. А. Сорским (1966). Между этими схемами обнаруживается настолько ясная корреляция, что это позволило ему сформулировать вполне определенную закономерность: мощность «гранитного» слоя тем больше, чем раньше испытала частную инверсию та или иная зона. Таким образом, в зонах центральных поднятий, развившихся в прогибах раннеальпийской стадии (осевая часть Восточного Кавказа и Сванетия), развит наиболее мощный «гранитный» слой, кроме того увеличена мощность «гранитного» слоя устанавливается в зоне Главного хребта, где инверсионное поднятие было сформировано к концу палеозоя. Так называемый «корень гор» на Большом Кавказе смещен к северу по отношению к осевой зоне альпийского мегантиклинория, и наибольший прогиб поверхности Мохоровичича располагается под Лабино-Малкинской зоной Центрального Кавказа или внешними

зонами Сланцевого Дагестана на Восточном (Беляевский, 1974). Эта закономерность, четко выявленная на Большом Кавказе, подтверждает сложившееся представление о том, что «гранитный» слой формируется в процессе развития геосинклинали на инверсионной стадии (Белоусов, 1966б, 1975, 1976). Инверсия геотектонического режима, проявляющаяся на поверхности в перестройке плана вертикальных колебательных движений и связанная с развитием процесса глубинного диапиризма, обусловлена переработкой глубинных слоев земной коры и является, таким образом, процессом, который наращивает «гранитный» слой земной коры и увеличивает ее мощность в целом.

Этот вывод довольно обычен и, видимо, трудно пытаться найти что-то иное из сопоставления статичной картины современного строения земной коры с обобщенными геологическими данными о структуре и истории ее поверхности. Очевидно, несколько под другим углом зрения будут освещены связи глубинного и поверхностного строения земной коры при использовании тех геофизических данных, которые дают представление о состоянии земной коры и в какой-то мере о протекающих в ней процессах. К ним в первую очередь относятся сведения об изостатических аномалиях силы тяжести, а также измерения современных тепловых потоков и проявления сейсмичности.

Однако прежде всего следует упомянуть об одной попытке геологической интерпретации данных ГСЗ на примере обширной территории альпийской области юга СССР, включающей и Кавказ (Резанов, 1970; Резанов, Шевченко, 1970). И. А. Резанов и В. И. Шевченко вслед за Ю. Н. Годиным (1962) приняли гипотезу, что все сейсмические границы в земной коре соответствуют границам конкретных структурно-исторических комплексов, сформировавшихся в течение фанерозойских геотектонических циклов. В соответствии с этим в земной коре Кавказа И. А. Резановым и В. И. Шевченко по сейсмическим границам были выделены подошва альпийского комплекса, герцинский и байкало-каледонский комплексы. Все они занимают пространство между земной поверхностью и границей Конрада. В основе этого предположения лежит идея всеобщей консервативности и унаследованности тектонического процесса: комплексы осадков, сформировавшихся в течение ранних циклов развития, погружаются и захороняются в глубинах земной коры, как бы «консервируются» там, не подвергаясь какой-либо переработке в течение последующих циклов. И именно так рассматривается тектоническое развитие в пределах всей территории юга СССР, включающей как различные тектонические зоны альпийского геосинклинального пояса, так и эпигерцинские платформы. Идея тотальной унаследованности развития заложена в самом исходном предположении. Поэтому совершенно естественно, подводя итоги этого цикла исследований, И. А. Резанов и В. И. Шевченко (1976) приходят к выводу, что все прогибы на Кавказе развиваются унаследованно, так же как на протяжении по крайней мере трех тектонических циклов на одних и тех же местах сохраняются поднятия. Инверсий геотектонического режима нигде и никогда не происходит. Это вступает в такое противоречие с общеизвестными геологическими фактами геологии Кавказа, что дальнейшая дискуссия становится бессмысленной. Тем более что авторы, сами того не желая, публично удостоверили слабость своих позиций (Шевченко, Резанов, 1976). Обратившись к анализу чисто геологического материала по истории развития области в альпийском цикле, И. А. Резанов и В. И. Шевченко для подтверждения своих идей вынуждены были прибегнуть к такой деформации фактических данных, которая со всей очевидностью обнаружила, что сложившиеся традиционные представления

об альпийской истории Кавказа не так-то легко опровергнуть общепринятыми методами\*.

В то же время общеизвестно, что вопрос о природе сейсмических границ однозначно так легко не решается (Крылов, Мишенькин, 1971; Беляевский и др., 1973). И вообще вряд ли возможно получить какое-то универсальное решение этого вопроса для любых регионов. Скорее всего, в каждом случае, для каждой тектонической зоны необходимо решать этот вопрос по конкретным данным. Известны примеры, когда одна и та же сейсмическая граница в пределах одной и той же тектонической зоны (например, фундамент Западно-Сибирской плиты) меняет свою природу, становясь то структурной, то метаморфической (Крылов, 1967). Глубоким бурением в ряде районов обнаружено отсутствие корреляции с данными ГСЗ (С. С. Круглов, С. Е. Смирнов, А. В. Хижняков), что делает эту проблему особенно актуальной. Важное значение при геологической интерпретации данных ГСЗ должны иметь динамические характеристики волновой картины (Беляевский и др., 1973). В особенностях волнового поля Кавказа содержится важная информация для понимания горизонтальных неоднородностей в глубинных слоях земной коры этого региона (Давыдова и др., 1966; Краснопецева, 1966, а, б; Краснопецева и др., 1967, 1970).

На двух основных меридиональных профилях наиболее четко разделяются все группы волн в северной части, в пределах Предкавказья. Это позволяет уверенно выделить здесь поверхность консолидированной коры, так называемый «промежуточный комплекс» (Беляевский и др., 1973), который может быть отождествлен с поверхностью палеозоя. Кроме того, четко прослеживаются поверхности кровли «гранитного» и «базальтового» слоев и подошва коры. На отдельных участках удается установить промежуточные границы внутри «гранитного» и «базальтового» слоев. На участке, где располагается вал Карпинского, на глубине 20 км, в подошве «гранитного» слоя устанавливается слой пониженных скоростей — волновод, который южнее выклинивается.

По мере продвижения к югу, при приближении к горной части Кавказа, интенсивность всех групп волн снижается, а разделение их на группы становится затруднительным. Исчезает волна, отраженная от поверхности «промежуточного слоя», менее уверенно прослеживается и волна, отраженная от кровли «гранитного» слоя. Но количество волн «гранитной» группы в горной части увеличивается до 4, что, очевидно, связано с возрастанием мощности «гранитного» слоя и большей сложностью его строения. Граничная скорость на кровле «гранитного» слоя в горной части выше (5,6—6,2 км/с), чем на кровле «промежуточного» комплекса Предкавказья (5,3—5,7 км/с), но ниже, чем на кровле «гранитного» слоя Предкавказья (6,2—6,6 км/с). Обычно кровлю «гранитного» слоя в горной части Кавказа отождествляют с поверхностью доальпийского (палеозойского) фундамента (Сорский, 1966; Резанов, Шевченко, 1970; Беляевский, 1974) и это, вероятно, правильно, хотя по динамическим характеристикам (интенсивности, граничной скорости) эта поверхность здесь совершенно иная. Менее уверенно, чем на севере, прослеживается в горной части и волна, соответствующая кровле «базальтового» слоя, а волна, отраженная от поверхности М, становится

\* На схеме мощностей ниже- и среднеюрских отложений (Шевченко, Резанов, 1976) одним и тем же знаком «область отсутствия отложений» показаны: 1) области размыва; 2) области, где отложения нижней и средней юры были размывы позже; 3) области, где отложения занимают широкую площадь, но, по мнению авторов, плохо изучены (?). Таким способом им удается показать вдоль осевой зоны Большого Кавказа геосинклиналию зону в самом начале альпийского цикла.

соизмеримой по интенсивности с отраженной волной от кровли «базальтового» слоя (Краснопевцева и др., 1967).

Граничные скорости на кровле «базальтового» слоя в горной части снижаются по сравнению с равниной Предкавказья. Вообще скоростные характеристики «базальтового» слоя наиболее изменчивы в пределах Кавказа, причем не только вкрест простирания альпийской структуры, но и вдоль нее. На профиле Степное — Бакуриани граничная скорость для «базальтового» слоя в Предкавказье 6,2—6,6 км/с, а на профиле Волгоград — Нахичевань 6,3—7,0 км/с. На продольном профиле по Закавказскому прогибу в западной его части отмечаются более низкие граничные скорости на кровле «базальта» (5,7—5,8 км/с), чем в восточной половине (6,3—7,1 км/с) (Давыдова и др., 1966).

Неоднородность строения земной коры на Большом Кавказе проявляется не только в изменениях мощностей отдельных слоев, но и в скоростных характеристиках, заметно изменяющихся во всех направлениях. Отметим, что в глубинных горизонтах земной коры так же, как и в поверхностной структуре, обнаруживается сложное сочетание продольных (общекавказских) простираний с поперечными направлениями. Причем чем глубже расположен тот или иной горизонт земной коры, тем явственнее в нем проступают поперечные, субмеридиональные простирания. Это видно на схеме мощности «базальтового» слоя, составленной А. А. Сорским (1966), и еще более отчетливо проявляется на схеме поверхности Мохоровичича, что подтверждается анизотропией скоростей сейсмических волн, установленной Г. В. Краснопевцевой и А. В. Егоркиным на этой поверхности. Скорости на границе Мохоровичича в субмеридиональном направлении на 0,2—0,4 км/с выше, чем в широтном.

Таким образом, если взять из данных ГСЗ не только положение границ раздела, но и некоторые характеристики волнового поля, то это позволит установить важные различия в строении земной коры Большого Кавказа и сопредельных районов. Основное отличие, как нам кажется, заключается в том, что земная кора Большого Кавказа более сложна по строению, чем кора расположенной севернее Скифской плиты, и при этом она не так четко и ясно расслоена на различные по плотности горизонты, что и вызывает определенные трудности при идентификации сейсмических границ на широкой площади.

Земная кора Большого Кавказа, очевидно, находится в менее стабильном, равновесном состоянии, чем кора Скифской плиты. Это подчеркивается наличием внутри земной коры Большого Кавказа слоя повышенных скоростей. Как установлено по сопоставлению сейсмологических данных (Шебалин, 1961) с результатами магнитотеллурического зондирования, первый слой повышенной проводимости — волновод — на Большом Кавказе оказывается значительно приподнятым и располагается под осевой зоной мегантиклинория на глубине 20—25 км, т. е. примерно в подошве «гранитного» слоя (Балавадзе, Тулиани, 1974). Этот слой повышенной проводимости и, по-видимому, пониженной вязкости имеет относительно небольшую мощность (5—10 км). Площадь высокового положения волновода (от 20 до 40—45 км) приурочена к узкой полосе вдоль Главного хребта и зоны южного склона, но на востоке она расширяется и захватывает Известняковый Дагестан. По простиранию мегантиклинория происходит постепенное погружение этого слоя до 60—75 км на периклиналях. К северу, вкрест простирания Большого Кавказа этот волновод не может быть непосредственно продолжен в пределы Предкавказья, где поверхность первого слоя пониженных скоростей встречается в подошве «гранитного» слоя только под валом Кар-

пинского, а вблизи горной части Кавказа, в Терско-Каспийском прогибе, он располагается на глубине 80 км (по другим данным 150 км). Следует заметить, что геоизотермы вдоль профиля Волгоград—Нахичевань (рис. 41) испытывают резкий подъем под осевой частью мегантиклинория Большого Кавказа, где температура в основании коры достигает  $1000^{\circ}$ , а также под валом Карпинского, и образуют понижение под Терско-Каспийским прогибом (Кутас, Смирнов, 1974). Видимо, это непосредственно связано с положением волновода, установленного другими методами.

На юге волновод узкой перемычкой, соответствующей Дзирульскому массиву, и расположенной на глубине 40 км, соединяется с новым широким полем его высокого положения, под горной частью Малого Кавказа (Балавадзе, Тулиани, 1974). Возможно, что этот слой пониженных скоростей является источником проявления молодого вулканизма и сейсмической активности.

Важная информация о состоянии земной коры и направленности протекающих в ней процессов может быть получена на основании анализа изостатических аномалий силы тяжести (Артемьев, 1966). Поскольку нарушения гравитационного равновесия в земной коре при отсутствии активных тектонических воздействий восстанавливаются в течение десятков — сотен тысяч лет (Артюшков, 1968), что геологические представляет очень небольшой срок, то наличие изостатических аномалий в регионе свидетельствует об активно протекающих в настоящий момент процессах. Разделение поля изостатических аномалий на региональную и локальную составляющие позволяет получить обоснованные данные о степени уравновешенности блоков земной коры в регионе (Артемьев, 1966, 1971). Для Кавказа остаточные (или локальные) изостатические аномалии были показаны М. Е. Артемьевым и Б. К. Балавадзе (1973), причем осреднение делалось по сетке  $10' \times 15'$  (рис. 42). Даже при визуальной оценке этой карты отчетливо видно, что положительные изостатические аномалии соответствуют поднятиям, а отрицательные — прогибам. Количественное сопоставление аномалий с амплитудой движений неотектонического этапа (по Е. Е. Милановскому) дает значимую величину коэффициента корреляции ( $r=0,75$ ) (Артемьев, Балавадзе, 1973). Это показывает, что тектонические движения новейшего этапа были антиизостатическими, т. е. шли в направлении нарушения гравитационного равновесия.

Однако распределение локальных изостатических аномалий на Большом Кавказе может быть сопоставлено не только с движениями неотектонического этапа. Полоса максимумов, вытягивающаяся вдоль осевой зоны мегантиклинория, распадается на ряд овалов. В восточной половине Большого Кавказа овалы максимальных значений аномалий очень точно совпадают с куполами, которые устанавливаются по структурным признакам и подтверждаются другими данными (геохимическими, геоморфологическими). Более сложна рисовка изолиний в западной половине Большого Кавказа: два северных субширотно расположенных пятна максимумов отвечают Лабино-Малкинской зоне, расположенное южнее пятно соответствует западному окончанию зоны Главного хребта. Отрицательные значения изостатических аномалий характеризуют периклинальные части мегантиклинория: блоки Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа. Таким образом, карта локальных аномалий оказывается тесно связанной с альпийской структурой Большого Кавказа, в сущности, она и выглядит, как обобщенная структурная схема. Если гравитационное равновесие было нарушено и продолжает нарушаться неотектоническими движениями, то изостати-

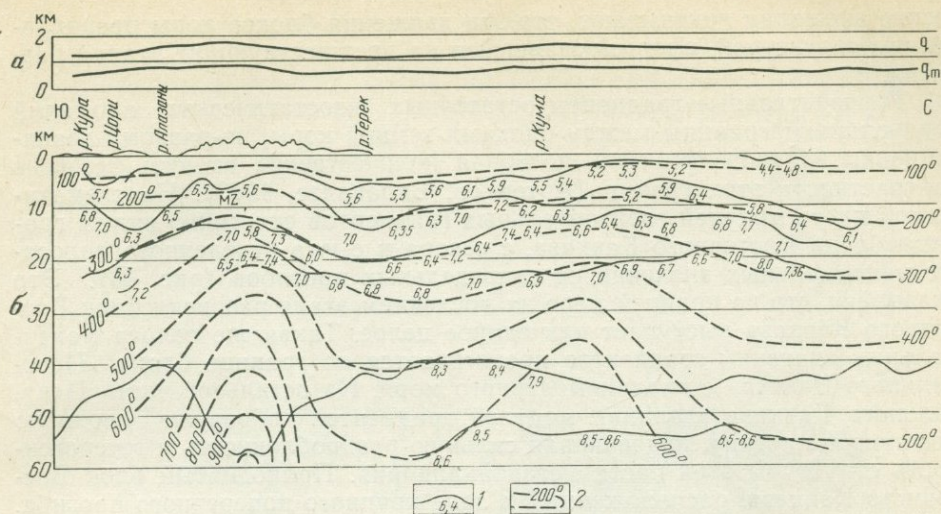


Рис. 41. Сейсмический (б) и геотермический (а) профили по линии Волгоград — Нахичевань. По Р. И. Кутасу и Я. Б. Смирнову (1974 г.)  
 1 — основные сейсмические границы и значения граничных скоростей; 2 — геозотермы; q — наблюдаемые значения теплового потока; q<sub>m</sub> — мантийный тепловой поток

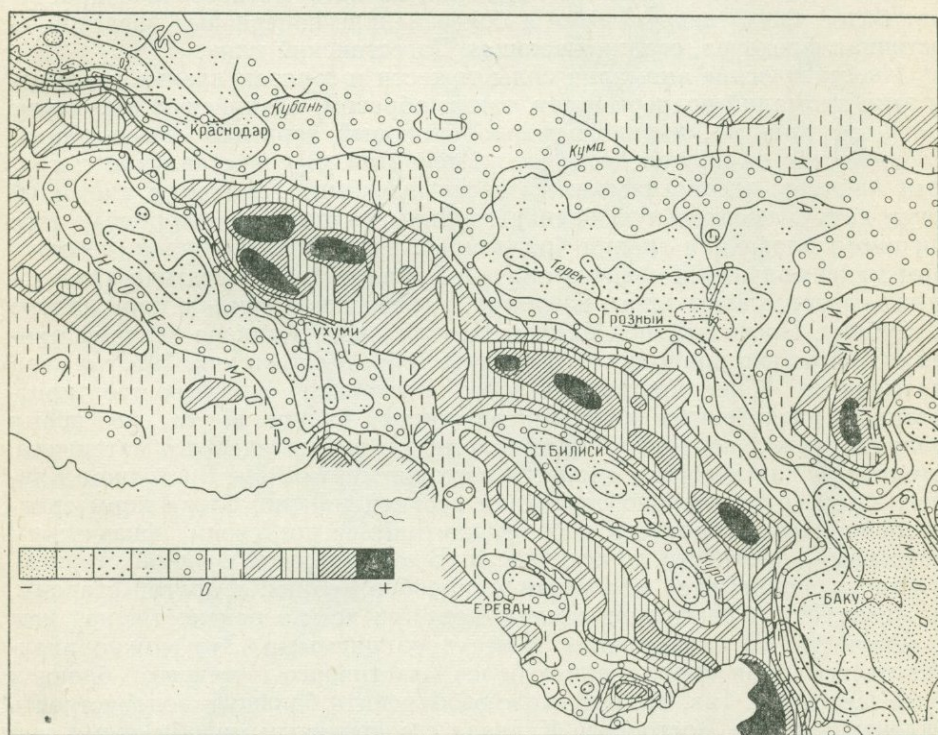


Рис. 42. Схематическая карта остаточных изостатических аномалий Кавказа. По М. Е. Артемьеву и Б. К. Балавадзе (1973 г.)

ческие аномалии показывают, что эти движения блоков коры predetermined структурой, сформировавшейся на предшествующих этапах развития.

Горизонтальные градиенты остаточных изостатических аномалий подчеркивают границы между блоками земной коры, по-разному гравитационно уравновешенными, позволяя количественно оценить степень контрастности этих границ (Артемьев, Балавадзе, 1973). На схематической карте модулей горизонтальных градиентов отчетливо видны границы блока Восточного Кавказа, с севера и с юга отделенного полосами максимальных значений от сопредельных прогибов (рис. 43). Это указывает, что по крайней мере на последнем этапе развития блок Восточного Кавказа выступает как единое целое. Такая же полоса максимальных значений градиентов протягивается по границе блока Центрального Кавказа с впадиной Черного моря. На остальной части Центрального Кавказа изолинии модулей градиентов образуют сложную мозаичную картину, подчеркивая сильную раздробленность и гетерогенность структуры этой части мегантиклинория. Приподнятый блок Восточного Кавказа, расположенный в зоне крупного поперечного прогиба, сочленяется с соседними с ним прогибами более контрастно, чем блок Центрального Кавказа, который лежит в пределах Транскавказского поперечного поднятия и где прогибы тоже оказываются относительно приподнятыми.

На рис. 43 ясно вырисовываются субмеридиональные ограничения Транскавказского поперечного поднятия, из которых восточное проступает более четко; видны также и более мелкие поперечные перегибы — восточная флексура, ограничивающая Дагестанский клин.

Изостатические аномалии силы тяжести и горизонтальные градиенты этих аномалий подчеркивают, таким образом, альпийскую структуру Большого Кавказа, и одновременно блоковый характер деформаций, осложнивших ее на новейшем этапе развития. В сопоставлении с другими данными (геологическими, геофизическими) градиенты аномалий могут дать относительную оценку глубины заложения «корней» того или иного блока или границ (разломов), разделяющих блоки. Видимо, зоны максимальных и средних значений градиентов изостатических аномалий соответствуют зонам разломов, пересекающих земную кору на всю ее глубину. Поскольку под блоком Центрального Кавказа верхняя мантия относительно приподнята (Сорский, 1966; Маловицкий, 1970) и кора оказывается более прогретой, здесь несколько скрадывается контрастность разделенных крупными разломами блоков. В то же время разломы служат подводными каналами для магматического материала, источником для которого является верхняя мантия. На Восточном Кавказе, в зоне относительно опускания верхней мантии, блоки коры сравнительно меньше прогреты и более контрастны по своим физическим свойствам — плотности, пластичности. В этом случае, с одной стороны, глубже располагаются источники магмообразования, с другой стороны, разломы хотя и пересекают земную кору, по всей вероятности, на всю ее мощность, но оказываются менее проницаемыми. Это можно представить себе, как «прилипание» более пластичного и мягкого блока к более жесткому. Так, видимо, можно объяснить большую контрастность сочленения блока Восточного Кавказа с сопредельными областями при практически полном отсутствии проявлений молодого вулканизма. Таким образом, изостатические аномалии силы тяжести подчеркивают наиболее общие физические свойства и состояние блоков земной коры региона.

Как известно, сейсмическая активность — это одно из проявлений современных эндогенных тектонических процессов. Поэтому сведения о

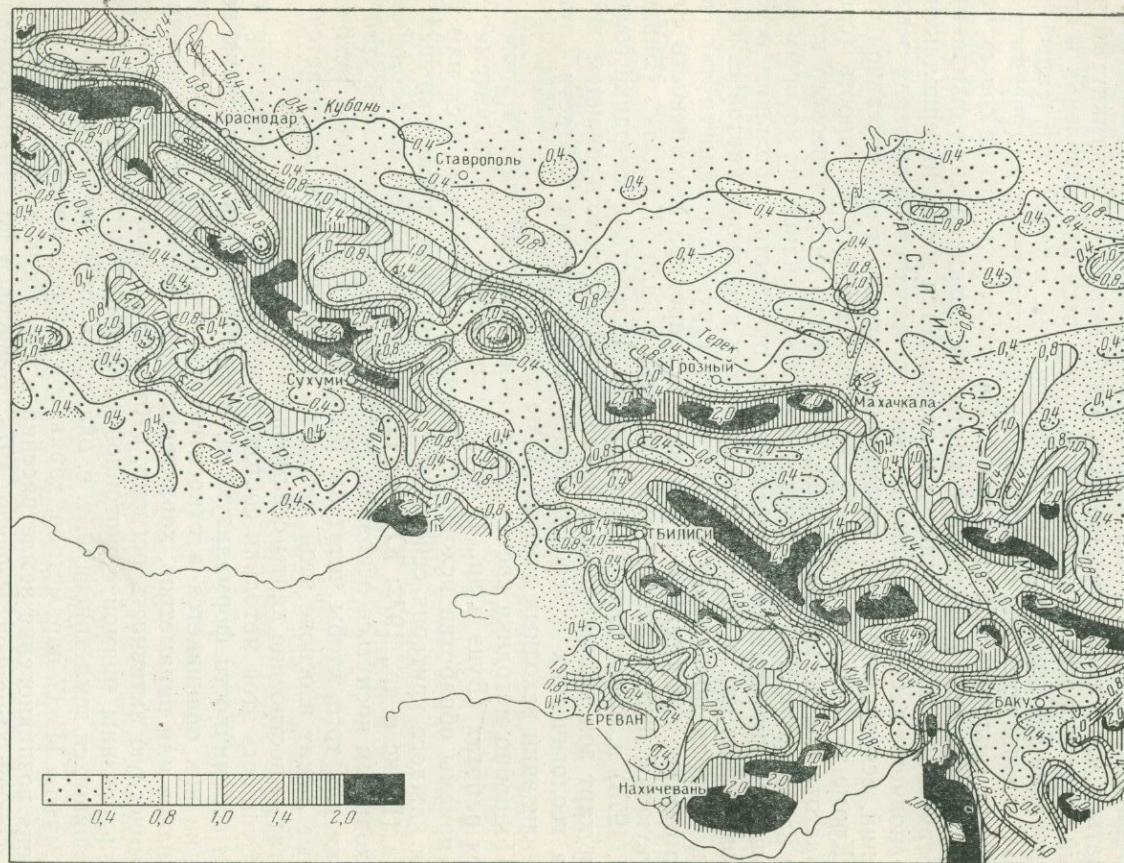


Рис. 43. Схематическая карта модулей горизонтальных градиентов остаточных изостатических аномалий (изменение значений градиентов в мг/км). По М. Е. Артемьеву и Б. К. Балавадзе (1973 г.)

месте и силе происходящих землетрясений имеют непосредственное отношение к строению земной коры и характеру происходящих в ней процессов. Обычно при сопоставлении тех или иных тектонических явлений какой-либо области с сейсмичностью на соответствующие структурные или тектонические схемы накладывают эпицентры зарегистрированных землетрясений. Однако известно, что сейсмостатистические данные имеются за очень короткие с геологической точки зрения сроки — сотни лет, а инструментальная регистрация землетрясений производится всего несколько десятков лет. Поэтому кажется более целесообразным извлечь информацию о структуре земной коры и происходящих в ней процессах не из карты зарегистрированных эпицентров, а из прогнозной карты зон возникновения землетрясений, составленной с учетом комплекса признаков потенциальной сейсмической опасности, так называемых геологических критериев сейсмичности. На первый взгляд может показаться, что в таком подходе есть некий методически замкнутый порочный круг: геологические данные используются для выявления и прогнозирования зон возникновения землетрясений, а затем полученный результат используется для сопоставления представлений о строении земной коры с геологической структурой. На самом деле это не совсем так, хотя при составлении прогнозной карты зон возникновения ожидаемых землетрясений в шкале магнитуд и применяется метод интерполяции и экстраполяции данных о геологических условиях возникновения землетрясений, вся проявившаяся сейсмичность входит в нее составной частью. Кроме того, такой параметр, как сейсмическая активность (средняя частота повторения землетрясений десятого энергетического класса в год на площади 1000 км<sup>2</sup>), входит в число признаков, по которым рассчитывается потенциальная сейсмическая опасность, с большим весом. Поэтому такая карта является по существу идеальной картой сейсмичности, которая показывает сейсмогенные структуры области так, как будто они все сработали и в них зарегистрирована сейсмичность соответствующей интенсивности; она составлена для Кавказа (Борисов и др., 1975) и, более того, на его примере выработана методика составления карт зон возникновения землетрясений с использованием комплекса геологических и геофизических характеристик области путем формализации исходных данных (Бунэ и др., 1974).

Подробно методика составления таких карт изложена в упоминавшихся работах (Бунэ и др., 1974; Борисов и др., 1975), а математические приемы обработки исходных данных и определение веса или значения каждого критерия сейсмичности рассмотрены в специальных работах (Гитис и др., 1972; Юрков, 1973). Тем не менее, представляется необходимым коснуться основных, принципиальных положений этой методики для того, чтобы читателю было ясно, какие именно исходные данные лежат в основе этой методики и каким путем достигается результат — построение карты сейсмоопасных зон.

Сущность этой методики состоит в том, что все признаки или критерии сейсмичности формализуются, и интенсивность проявления каждого из них оценивается в относительной шкале. Из большого числа признаков или параметров, характеризующих геологическое строение и сейсмическую активность региона, отбирались только те, которые оказались связаны прямой монотонной зависимостью с интенсивностью проявившихся землетрясений, т. е. оказались информативными для данной задачи. Из 17 параметров, характеризующих геолого-геофизические условия возникновения землетрясений и входящих в сеймотектонический каталог (Борисов, Рейснер, 1974; Борисов и др., 1975), только 10 оказались информативными и были включены в число параметров при

решении задачи выделения сейсмоопасных зон. Такими информативными оказались в первую очередь параметры, характеризующие режим тектонических движений на новейшем (неоген-четвертичном) этапе развития: характер перестройки тектонического режима, амплитуда движений и обратная величина суммарной амплитуды (близость к предгорьям), а также проявления вулканизма. В решении задачи были включены также параметры, относящиеся к разломной тектонике области: продольные и поперечные разломы разного порядка и степень их активности на новейшем этапе, типы узлов пересечения разломов разного направления и порядка. История геологического развития нашла отражение в параметре — геотектоническая неоднородность. Кроме того, учитывался горизонтальный градиент изостатических аномалий и, как уже говорилось, сейсмическая активность.

Вся исследуемая область разбивается сеткой на ячейки размером  $10' \times 15'$ , и каждая ячейка получает формализованное описание по всем выбранным признакам. Из общего числа ячеек, которые покрывают всю площадь Кавказа (их 1050), было выбрано 93 ячейки (8% от всей площади Кавказа), в которых установлена сейсмичность того или иного уровня. Эти ячейки, составившие так называемый «экспериментальный материал», были разбиты на три категории по степени сейсмической опасности: к первой отнесены те, в которых максимальная магнитуда землетрясений составляет  $6\frac{3}{4} \pm \frac{1}{2}$ , ко второй, где  $M_{\max} = 5\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2}$ , к третьей, где  $M_{\max} = 4 \pm \frac{1}{2}$ .

Для того чтобы эта выборка была статистически однородной, количество ячеек каждой категории выбиралось примерно равным. В идеальном случае экспериментальный материал должен быть составлен из ячеек, в которых уже произошли и зарегистрированы землетрясения соответствующей магнитуды и есть гарантия того, что ни в одной из этих ячеек не произойдет более сильного землетрясения. На практике же осуществить такой подбор ячеек экспериментального материала оказалось невозможно, и пришлось ввести некоторые допущения: в число ячеек вошли не только ячейки, в которых известно истинное значение  $M_{\max}$ , но и те, которым авторы приписали те или иные значения  $M_{\max}$ , основываясь на интуитивной экстраполяции геолого-геофизических признаков, т. е. дали «экспертные оценки».

Чтобы увеличить значимость собственно сейсмостатистических данных на получаемое решение, были введены весовые коэффициенты для всех ячеек «экспериментального материала». Ячейкам, в которых уже произошли и зарегистрированы землетрясения соответствующей магнитуды и которые имеют высокий класс точности определения, придаются большие веса. Таким образом, искусственно увеличивался размер выборки за счет более достоверных ячеек.

После того как исходные данные «экспериментального материала» подготовлены, следует найти решающее правило, или функционал, связывающий все эти признаки с максимальной магнитудой землетрясений. Математически подбиралась функция:

$$M_{\max} = f(x) = z \left( \sum_{i=1}^i \varphi_i(x_i) \right).$$

В этом выражении  $\varphi_i(x_i)$  — величина вклада каждого признака в прогноз  $M_{\max}$ . Вид зависимости указывает на влияние характеристики  $x_i$  на величину  $M_{\max}$  в предположении о неизменности остальных характеристик геологического описания. Введение в формулу функции  $z$  необходимо для более точного значения прогноза (более близкого к «экспертной оценке»), в частности для того, чтобы «прогнозные значе-

ния» не превышали 7 (так как такие геологические условия не рассматриваются) и не были много меньше 4 (так как по условию задачи такие землетрясения могут быть на Кавказе везде). В конечном итоге методом одномерных нелинейных преобразований (Гитис и др., 1972) были получены искомые функции, определяющие вклад каждого геологического признака (градаций признака) в прогнозное значение  $M_{\max}$ .

Результат решения представляется в виде графиков и он же может быть показан в виде номограмм. Проверка решения осуществлялась разделением «экспериментального материала» на обучающую и контрольную выборки. По обучающей части находилось решение, которое использовалось для вычисления прогнозных  $M_{\max}$  для контрольной выборки, где  $M_{\max}$  известны. Устойчивость решения проверялась разными способами разбиения исходного материала на обучающую и контрольную части.

Эксплуатация полученного решения, т. е. распространение результата на все ячейки региона, состояла из ряда простых операций: 1) составления по каждому геологическому признаку формализованных карт для всей территории Кавказа; 2) определения по полученным номограммам (или графикам) вклада каждого геологического признака для данной ячейки в прогнозное значение  $M_{\max}$ ; 3) определения суммы вкладов для каждой ячейки по совокупности геологических признаков для расчета величины  $M_{\max}$ .

Результат эксплуатации представляется на карте либо в цифровой форме, либо в изолиниях, в шкале максимальных магнитуд, показывающих зоны возникновения ожидаемых землетрясений (рис. 44).

Проверкой правильности предложенного метода явилось применение полученного на кавказском материале решения в некоторых других регионах альпийского складчатого пояса Европы: Крыму, Карпатах, итальянской части Альп (Борисов и др., 1975; Борисов, Рейснер, 1976; Борисов и др., 1976; Borissoff e. a., 1976). Опыт показал, что распределение зон возникновения землетрясений, показанное на картах, в основном соответствует уровню, зарегистрированной в этих областях сейсмичности. Немногие исключения типа «пропуск цели» относятся к экзотическим землетрясениям, происходящим в равнинных условиях, для которых не выработаны по-настоящему критерии сейсмичности. Кстати сказать, такое же землетрясение было пропущено и на Кавказе (землетрясение 1926 г. в низовьях Кубани с  $M=5$ ). Таким образом, составленная нами карта учитывает геолого-геофизическую обстановку возникновения землетрясений и отражает современное состояние земной коры с точки зрения сейсмической опасности.

На карте распределения зон относительной сейсмической опасности на Большом Кавказе (см. рис. 44) отчетливо видно структурное разделение его земной коры на крупные блоки и в то же время выявляются некоторые детали, которые трудно обнаруживаются при изучении поверхностной структуры. Почти непрерывной зоной максимально возможной для Кавказа магнитуды землетрясений ( $M_{\max} > 6,5$ ) ограничен со всех сторон блок Восточного Кавказа. Внутри этой зоны сейсмическая опасность падает до  $M_{\max}=5$  и ниже, хотя внутри этот блок вдоль западного простирания Дагестанского клина поперечной зоной повышенных значений  $M_{\max}$  делится на две половины, восточная из которых имеет менее тяжелую оценку сейсмической опасности. Таким образом, блок Восточного Кавказа резко выделяется среди сопредельных с ним областей, и не только от соседних с ним молодых прогибов — передового и межгорного, но и от блока Центрального Кавказа он отделен субмеридиональной полосой, проходящей вдоль восточного края Транскав-

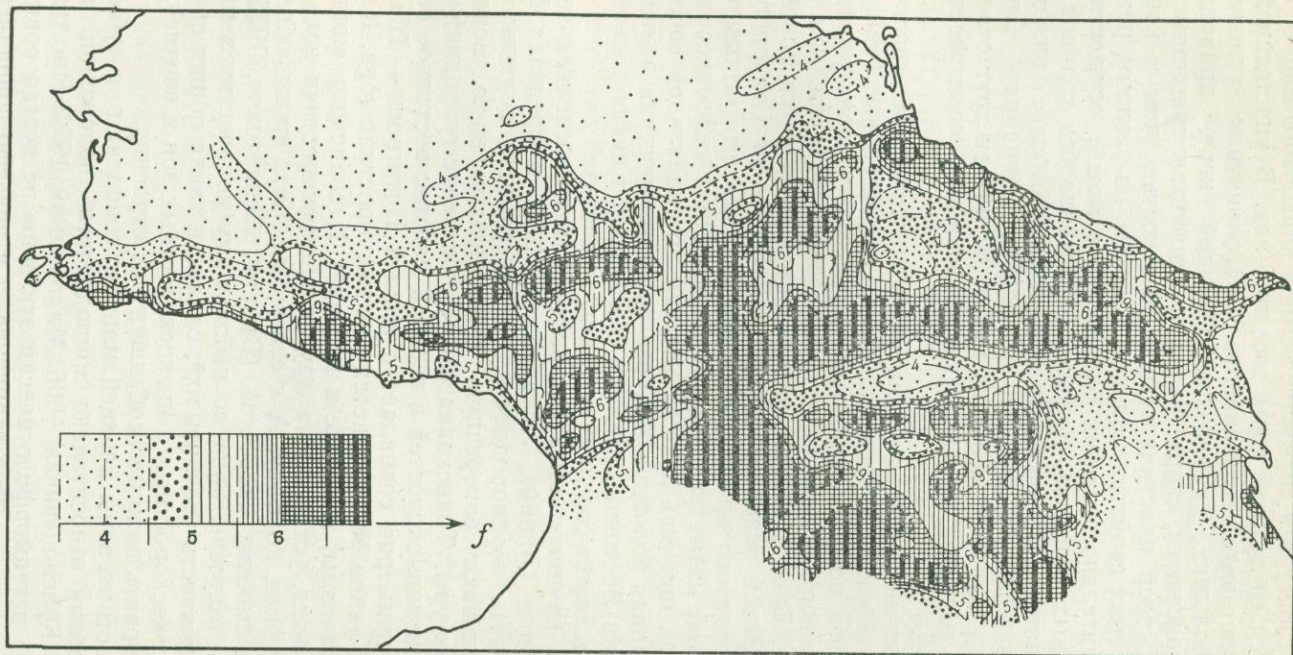


Рис. 44. Схематическая карта значений максимально возможной магнитуды землетрясений Кавказа (изолинии проведены через 1/2 единицы магнитуды). Составили Б. А. Борисов и Г. И. Рейснер (1975 г.)

казского поперечного поднятия, которая непрерывно продолжается к югу в пределы Малого Кавказа. Такое обособление Восточного Кавказа свидетельствует о том, что он отделен от соседних областей глубокими зонами разломов, пересекающих земную кору на всю ее мощность, и что физические свойства и состояние земной коры этого блока существенно отличаются от земной коры соседних зон. В упрощенной схеме можно себе представить, что наиболее благоприятные условия для возникновения больших напряжений в земной коре, приводящих к крупным землетрясениям, скорее будут приурочены к границам блоков, различающихся своим свойствам блоков. Скажем, по разлому, разделяющему два относительно жестких блока, легче может осуществляться, при прочих равных условиях, простое скольжение без толчков, чем в случае, когда один из блоков будет относительно более вязким и на границе раздела будет происходить явление «прилипания». Два относительно вязких и пластичных блока могут смещаться друг относительно друга путем развития на их контактах явлений «ползучести», без хрупких отрывов.

В этой связи интересна картина распределения зон относительной сейсмической опасности в пределах западной половины Кавказа (см. рис. 44), где зоны возникновения землетрясений не подчеркивают так ясно крупные поверхностные структуры первого порядка, как на Восточном Кавказе. Блок Центрального Кавказа отделяется зоной повышенной сейсмической опасности лишь на севере — от Ставропольского поднятия и Передового прогиба. Южная граница его затушевывается сложной мозаикой изометричных пятен различной сейсмической опасности, хотя среди них есть зоны и высокой потенциальной сейсмичности. Так что западная половина Кавказа более гетерогенна в своей внутренней части, чем Восточный Кавказ, а Большой Кавказ в ее пределах не так четко отделен от соседних зон, как на востоке.

По записям крупных землетрясений с помощью специально разработанной методики (Винник, Ленартович, 1976) в пределах Кавказа удается установить неоднородности на поверхности верхней мантии, которые подчеркивают поперечную субмеридиональную зональность глубинной структуры. Транскавказскому поперечному поднятию соответствует зона низких скоростей в верхней мантии; восточное ограничение этой зоны примерно совпадает с линией Пятигорск — Тбилиси. К востоку от этой линии располагается высокоскоростная зона. К югу и к востоку от Махачкалы, т. е. уже в пределах Каспийского моря и его прибрежной полосы, установлена другая низкоскоростная зона, протягивающаяся, видимо, до Баку. А к северу от Махачкалы обнаружена еще одна зона высоких скоростей (Винник, Ленартович, 1976). Хотя эти результаты получены пока по небольшому количеству землетрясений и есть возможность уточнить их\*, однако и такая общая схема распределения высокоскоростных и низкоскоростных зон в верхней мантии позволяет установить важные особенности ее строения.

Низкоскоростные зоны верхней мантии совпадают с субмеридиональными полосами относительно приподнятого положения границы Мохоровичича (Краснопевцева, 1966; Маловицкий, 1970; Ишутин, 1975), хотя структурно и геоморфологически эти зоны не всегда совпадают с поднятиями. С поднятием и в структуре, и в рельефе совпадает низко-

---

\* По устному сообщению Л. П. Винника более детальная схема распределения скоростей в верхней мантии составлена. Новая схема подтверждает и детализирует предварительные выводы, которые были сделаны ранее (Винник, Ленартович, 1976).

скоростная зона, соответствующая Транскавказскому поднятию, в то время как западное побережье Каспия с прилегающей акваторией попадает в полосу поперечного прогиба, однако из-за относительно утоненной коры здесь также происходит подъем границы верхней мантии.

С Транскавказским поперечным поднятием совпадают, кроме того, повышенные значения теплового потока (Любимова и др., 1973). От Ставропольского поднятия на севере максимум значений теплового потока протягивается на юг, пересекая все кавказские структуры (рис. 45). В пределах Закавказского прогиба поднятию Дзирульского массива соответствуют резко повышенные средние значения теплового потока: 4,3—5,7 кВт/м<sup>2</sup>, в то время как в пределах Рионской впадины они колеблются от 2,3 до 4,1 кВт/м<sup>2</sup>, а в Куринской от 2,2 до 3,1 кВт/м<sup>2</sup> (Буачидзе и др., 1974). Хотя многие исследователи указывают на неоднозначность связи величины теплового потока и строения земной коры и верхней мантии (Кутас, Смирнов, 1974), в данном случае совпадение в полосе Транскавказского поднятия повышенного теплового потока с низкоскоростной зоной верхней мантии позволяет думать, что здесь верхняя мантия больше разогрета, может быть даже подплавлена и находится в более пластичном состоянии, чем в соседних субмеридиональных зонах прогибов. То есть, иными словами, можно считать, что с Транскавказским поперечным поднятием связана зона активизированной или «возбужденной» мантии. Это подтверждается данными по распределению региональных изостатических аномалий, отражающих состояние верхней мантии и, возможно, астеносферы, в более широкой области Средиземноморского альпийского пояса (Артемьев, 1971). Транскавказскому поперечному поднятию соответствует крупный региональный максимум, ориентированный так же, как и само поднятие, в субмеридиональном направлении и сходный по своей природе с максимумами, расположенными под блоком Эгейского моря и впадиной Паннонского бассейна. Возможно, эти крупные структуры, сформировавшиеся на неотектоническом этапе развития, образуют эволюционный ряд, показывающий разные стадии процесса преобразования земной коры (Артемьев, 1971).

Из сказанного выше следует, что земная кора на Большом Кавказе по сравнению с соседними с ним зонами (Скифской плитой и Закавказским прогибом) обладает не только большей мощностью, но и более сложным строением. Это выражается в большом количестве сейсмических границ раздела внутри коры, наличии высокорасположенного волновода под осевой частью мегантиклинория, на основании чего можно считать, что земная кора не просто наращивается в процессе геосинклинального развития, а активно перерабатывается магматическими и метаморфическими процессами, приводящими к утолщению верхнего слоя коры, который принято называть «гранитным». Таким образом,

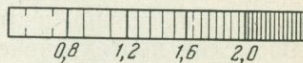
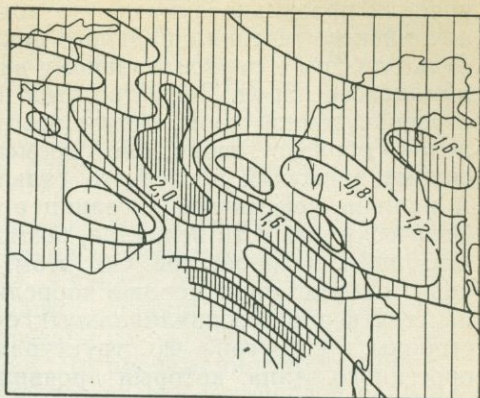


Рис. 45. Схематическая карта теплового потока на Кавказе и в сопредельных областях (изолинии теплового потока  $4,2 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, штриховка в порядке нарастания интенсивности). По Е. А. Любимовой и др. (1973 г.)

вряд ли правильно думать, что под наиболее подвижной осевой зоной альпийского геосинклинального цикла могли сохраниться в сколько-нибудь близком к первоначальному виде хотя бы мощности более древних комплексов пород. Вещество этих пород, безусловно участвующее в строении земной коры, скорее всего переработано и существенно изменено — образно говоря, оно перемешано и «проварено» в котле интенсивных движений последнего (альпийского) геосинклинального цикла. А наличие сейсмических границ в коре свидетельствует об изменении физических свойств вещества, возможно, о границах или фронтах метаморфических процессов. Об этом же говорит и то, что строение коры и ее состояние хорошо коррелируется со структурами, созданными на собственно геосинклинальных стадиях альпийского цикла, с одной стороны, а с другой — со структурами и движениями неотектонического, орогенного этапа, который проявился в сложном сочетании унаследованности и новообразования по отношению к более ранним этапам развития. Следовательно, наличие крупных блоков земной коры — результат движений неотектонического этапа, а их внутренняя структура — результат собственно геосинклинального процесса.

В этой связи хотелось бы остановиться на вопросе о северной границе альпийской области на участке, соответствующем Кавказу. Как известно, Большой Кавказ — крайняя структура альпийского подвижного пояса, и традиционно граница этого пояса с эпигерцинской Скифской платформой проводится по краю горного сооружения, а передовой Предкавказский прогиб рассматривается как система наложенных впадин, вовлекших в интенсивное прогибание край молодой платформы (Кириллова и др., 1960; Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968). На участке Центрального Кавказа многие исследователи границу альпийской области проводят по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, относя к подвижному краю платформы Лабино-Малкинскую зону. В последние годы вопрос о границе альпийского подвижного пояса и молодой платформы на Кавказе снова обсуждается во многих работах (Мстиславский, 1970; Мельников, 1967; Маймин, 1977). Предлагается на Центральном Кавказе проводить эту границу по Главному Кавказскому надвигу, относя к регенерированной платформе всю зону Главного хребта, а альпийским подвижным поясом считать только зону южного склона (Мстиславский, 1970). На Восточном Кавказе границу между платформой и геосинклинальной областью также стремятся отодвинуть на юг, проводя ее по северному склону Бокового хребта, относя, таким образом, большую часть Горного Дагестана к подвижному краю платформы (Маймин, 1977).

Строение земной коры подчеркивает, что на неоген-четвертичном этапе Большой Кавказ был единой спаянной структурой, состоящей, однако, из разнородных блоков. На раннеальпийском этапе в пределах Большого Кавказа существовал единый прогиб, в котором были области, различавшиеся интенсивностью прогибания, и где бы мы ни проводили границу внутри этого прогиба, она всегда будет расчленять область однородного геотектонического режима. На среднеальпийском этапе, когда возникло центральное поднятие, к северу от него образовался прогиб с относительно малой интенсивностью и контрастностью движений, однако тесно связанный в своем развитии, сопряженный и с центральным поднятием, и с расположенной южнее зоной флищевого прогиба. То, что на орогенном этапе все эти области были вовлечены в интенсивное поднятие вместе, хотя и с разной амплитудой, свидетельствует о том, что в них и поверхностная структура и глубокие зоны коры ближе между собой по своим внутренним свойствам и физическо-

му состоянию, чем та часть Скифской плиты, которая осталась равнинной. Таким образом, граница между различными геотектоническими зонами первого ранга — платформой и геосинклиналью, вообще говоря, понятие историческое, и естественно, что она смещается во времени в процессе развития. Но если проводить границу между Кавказом и Скифской плитой по современной структуре, то она, видимо, пройдет по границе приподнятых и опущенных блоков, т. е. по сочленению горного сооружения с равниной.

Интересен в этой связи пример динамики зоны сочленения Большого Кавказа с Алазанской наложенной впадиной, детально рассмотренный Г. И. Рейснером (Борисов и др., 1975). Граница этих структур проходит здесь вдоль зоны глубинного разлома, ширина которой меняется от 5 до 15 км. Внутри зона разлома нарезана на ряд мелких блоков, вытянутых вдоль общего простирания шва. На протяжении четвертичного времени, когда блок Большого Кавказа испытывал устойчивое однонаправленное восходящее движение, а Алазанская впадина — нисходящее, мелкие блоки внутри шва неоднократно меняли знак своего движения, причленяясь то к погружению, то к воздыманию. В связи с этим граница на протяжении четвертичного времени мигрирует внутри более или менее широкой полосы сочленения. Естественно, что границы между более крупными геотектоническими единицами также не могут быть обозначены какой-то линией; это всегда полоса какой-то ширины и тем большей, чем более крупные зоны она разделяет.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

---

Фактический материал по геологии и глубинному строению Большого Кавказа естественно приводит к тому, чтобы попытаться понять развитие и формирование структуры этого региона, связав при этом процессы преобразования глубинных слоев с приповерхностными тектоническими явлениями. Отчасти эти вопросы уже обсуждались при рассмотрении условий образования складчатости и обоснования возможности возникновения глубинного диапира в нижней части осадочного комплекса. Опираясь на общие представления об эволюции земной коры, рассмотрим связь глубинных и поверхностных процессов на конкретном материале развития Большого Кавказа в альпийском цикле. Кроме того, поскольку имеются попытки связать развитие Кавказа в целом, и Большого Кавказа в том числе, с идеями «тектоники плит» или «новой глобальной тектоники», необходимо остановиться на взаимоотношении полученных нами представлений с этими идеями.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ

Как видно из всего изложенного, Большой Кавказ в своем развитии в альпийском геотектоническом цикле не отступает от классической схемы эволюции геосинклиналей, разработанной поколениями тектонистов, развивавших основные идеи, заложенные Д. Дэна и Д. Холлом. Учение о геосинклиналях в его современном виде было создано трудами Э. Ога, Г. Штилле, Н. С. Шатского, Р. Ван-Беммелена, М. В. Муратова, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и др. Известно, что при разработке общих схем развития геосинклинальной области Кавказ на всех этапах прогресса теоретической геологии всегда являлся эталоном молодых складчатых областей, в особенности для школы советских геологов. Наиболее всесторонне эволюция земной коры и верхней мантии в процессе геосинклинального развития была разработана в обобщающей геотектонической концепции В. В. Белоусова (1966б). Им было введено в теоретическую геотектонику понятие эндогенного режима, включающего весь комплекс тектонических, магматических и метаморфических явлений в литосфере, находящих свое специфическое выражение в структуре поверхностных зон земной коры. Геосинклинальный режим континентов, так же как и орогенный, относится к числу так называемых возбужденных режимов, когда земная кора (и литосфера в целом) получает энергетический импульс от активной астеносферы в виде порции тепла, поступающей в литосферу вместе с расплавленным глубинным веществом (Белоусов, 1966б, 1973, 1975). Дальнейшее развитие событий в геосинклинали зависит от реакции литосферы и потенциальных возможностей, заложенных в ней.

Конкретные данные по развитию альпийского геотектонического цикла на Большом Кавказе позволяют уточнить некоторые положения общей модели, предложенной В. В. Белоусовым, детализировать харак-

тер связей глубинного преобразования земной коры с поверхностными структурами — складчатостью, разрывами, неотектоническими структурами.

Альпийская геосинклиналь Большого Кавказа, как отмечалось (см. с. 27 и 55), закладывается на герцинском основании, сформировавшемся в предшествующем геотектоническом цикле. Таким образом, она возникает на коре континентального типа. При этом активная область прогибания возникает там, где герцинский цикл оказался не завершенным, не сформировалось типичное инверсионное складчатое поднятие, пронизанное гранитоидными интрузиями, хотя и был перерыв осадконакопления и момент относительного тектонического покоя между концом герцинского и началом альпийского цикла. Процесс прогибания начинается и оказывается наиболее интенсивным в альпийском цикле там, где земная кора сохранила свою пластичность и, очевидно, была более тонкой, чем в сопредельных областях, где герцинский цикл завершился проявлением мощного гранитоидного магматизма. Вероятно, здесь же земная кора сохранила и большую проницаемость, свидетельством чему оказывается появление комплекса даек габбро-диабазовой формации на начальных этапах развития альпийского цикла (см. с. 111). Однако следует заметить, что магматизм раннеальпийского этапа в зоне активного прогибания проявляется не в самом начале развития прогиба, а несколько запаздывает во времени — дайковые комплексы датируются тоаром — ааленом, а прогибание начинается в плинсбахе и даже в синемюре. Типичная для эвгеосинклиналей спилит-кератофировая формация появляется на Большом Кавказе не в зоне активного максимального прогибания, а в переходной зоне Главного хребта. Это обстоятельство, а также сравнительно небольшие объемы магматического материала на раннеальпийской стадии позволяют отнести Большой Кавказ к мнogeосинклинальным областям.

Таким образом, возникновение и развитие геосинклинального прогиба Большого Кавказа на раннеальпийской стадии, очевидно, вызвано поступлением в нижние горизонты земной коры больших масс основного материала и утяжелением коры, что согласуется с более общими принципиальными схемами (Белоусов, 1966б, 1973). Однако прорыв этого материала к поверхности в горизонты осадочного комплекса происходит ограниченно и заметно позже начала процесса прогибания. Латеральная зональность магматических проявлений на раннеальпийском этапе и развитие этого магматизма во времени (от платформы к подвижной области) позволяют предположить, что под Большим Кавказом в этот момент существовала в литосфере зона повышенной проницаемости, по которой к поверхности поступает глубинное вещество и вместе с ним тепловая энергия (рис. 46, А). Можно предположить, что эта зона повышенной проницаемости литосферы была не строго вертикальна, а наклонена, хотя и под довольно крутым углом, от внутренних частей геосинклинали в сторону эпигерцинской платформы, что позволяет отождествить ее с понятием «тектонофер» Ю. М. Шейнманна (1968). Поднимающийся по этой зоне из астеносферы основной материал, попадая в верхние горизонты земной коры, проникает к поверхности вначале (ранний лейас) в относительно стабильную область платформы (Лабинно-Малкинская зона), а затем в переходную зону Главного хребта (средний и поздний лейас), позже (поздний лейас — аален) в осевую часть геосинклинального прогиба. Эта порция глубинного материала достигла поверхности и дала мощные подводные вулканические излияния огромного объема только в байосе и, что примечательно, наибольшая активность проявления вулканизма приурочена в этот момент к

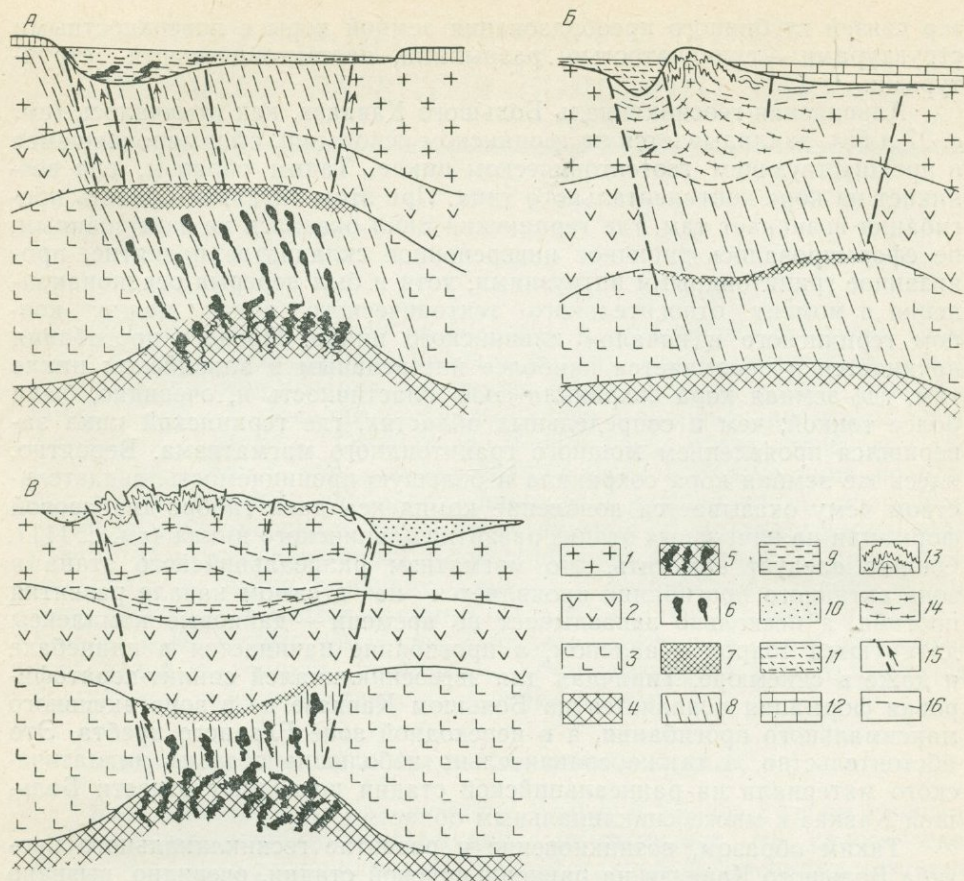


Рис. 46. Схема развития эндогенных процессов в тектоносфере Большого Кавказа в альпийском цикле

А — доинверсионный этап, Б — инверсия геотектонического режима, В — орогенный этап. 1 — «гранитный» слой земной коры; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4-5 — астеносфера (5 — «возбужденная»); 6 — поднимающиеся астенолиты мантийного материала; 7 — мантийное вещество, внедрившееся в нижнюю часть земной коры; 8 — зона повышенной проницаемости в тектоносфере; 9 — доинверсионные глинистые формации; 10 — песчаные отложения и молассы; 11 — флишевая формация; 12 — карбонатная парагеосинклинальная формация; 13 — сминающиеся в складки осадочные толщи и гранитоидные интрузии; 14 — «активизированный» гранитный слой; 15 — зоны глубоких разломов и направления подачи магматических расплавов; 16 — сейсмические границы внутри земной коры

более южной зоне — Закавказскому срединному массиву. Поступление в это же время сходных по составу магматических продуктов вдоль расположенной севернее Пшекиш-Тырныузской шовной зоны свидетельствует о том, что она сохранила свою проницаемость или «раскрытость» до среднеюрского времени.

В зависимости от того, какую земную кору встречает на своем пути глубинный магматический материал, меняется состав попавших к поверхности магматических образований. В Лабино-Малкинской зоне, где исходная базальтовая магма прошла через сформировавшуюся сиалическую кору, в результате процессов контаминации, и может быть отчасти дифференциации первичного расплава, образовались интрузии среднего состава, однако повышенной щелочности. В переходной зоне и в осевой части геосинклинального прогиба, где земная кора еще не стала устойчивой и не имела, видимо, достаточно мощного «гранитного»

слоя, состав магматических формаций ближе к составу исходной мантии и отвечает толеитовому базальту. Подводные излияния в Закавказском срединном массиве происходили, очевидно, из очагов, расположенных близко к поверхности, и поэтому хотя следует предполагать, что в этой зоне тоже была в этот момент мощная сиалическая кора, она не повлияла на состав образовавшейся вулканической толщи, который свидетельствует о том, что исходным продуктом для нее был также толеитовый базальт.

Поскольку ориентировка и местоположение герцинских областей активного геосинклинального развития совпадают с ориентировкой и размещением альпийского геосинклинального прогиба Большого Кавказа, можно полагать, что в предшествующем — герцинском — геотектоническом цикле использовалась та же самая зона повышенной проницаемости в литосфере. Существенное отличие состоит в том, что в герцинском цикле зона активной подвижности была намного шире, чем в альпийском (Белов, 1965, 1971; Сомин, 1971). По-видимому, в конце герцинского цикла на большей части подвижной области сформировалась мощная сиалическая кора, пронизанная гранитными интрузиями, которая создала прочный панцирь, закрывший массовый доступ глубинного вещества к поверхности. Поэтому в альпийском цикле магматизм проявляется только в окраинной части эпигерцинской платформы — Лабинно-Малкинской зоне, и то лишь локально, вдоль зон глубоких разломов.

Очевидно, подача глубинного вещества и энергии по зоне повышенной проницаемости или тектоноферу в начале альпийского цикла была последним эпизодом его активности, поскольку все дальнейшие события в геосинклинальном развитии Большого Кавказа связываются с внутрикоровыми перемещениями и преобразованиями вещества. Хотя приток глубинного вещества в виде жидких и газообразных флюидов, скорее всего, продолжается еще довольно длительное время — вероятно, до полного развития инверсионной стадии.

Инверсия геотектонического режима и рост центрального поднятия, разделившего единую геосинклинальную ванну на два прогиба (рис. 4б, Б) связаны с преобразованием пород нижней части доинверсионного комплекса и развитием процесса глубинного диапиризма, что было рассмотрено в специальном разделе. Здесь же важно подчеркнуть некоторые обстоятельства, порождающие развитие процесса глубинного диапиризма. Условия, которые приводят к возникновению и развитию этого процесса, заключаются, с одной стороны, в характере и интенсивности тектонических движений, приводящих к погружению толщи осадочных пород на большую глубину, где существовали повышенные давления и температуры. С другой стороны, необходимым условием является потенциальная способность самого вещества осадочных пород к превращению в пластичную массу пониженной плотности. Мы видели, что гидрослюдизация монтмориллонита и смешаннослойных глинистых минералов, сопровождаемая выделением воды и разуплотнением пород на первой стадии, — обычный и распространенный в природе процесс, происходящий во всех терригенных толщах и не только в геосинклинальных условиях (Валуконис, Ходьков, 1973). Это закономерное и автономное преобразование вещества осадочной толщи, попадающей в различные термодинамические условия, подчеркивают многие исследователи (Карцев, 1972; Валуконис, Ходьков, 1973; Киссин, 1976).

Возникает даже обратный вопрос — почему тогда явления глубинного диапиризма распространены не так широко, а приурочены только к осевым частям подвижных геосинклинальных прогибов. Очевидно, здесь имеют решающее значение геотектонические условия: во-первых,

большой прогрев глубоких частей коры в зоне повышенной проницаемости, что способствует развитию метаморфических процессов; во-вторых, добавочный принос жидких и газообразных флюидов, еще больше разуплотняющих осадочную толщу и несущих, по-видимому, дополнительные количества калия; и в третьих, сравнительно быстрое погружение глинистой толщи на достаточные глубины, где процесс преобразования захватывает сразу значительный объем погружившихся пород. Это последнее обстоятельство чрезвычайно важно, так как в случае медленного и постепенного погружения преобразование минералов тоже будет идти медленно и вяло, а дополнительные объемы воды будут успевать уходить из зоны преобразования пород, не вызывая их деформации. Большое значение имеет также общий объем преобразуемых осадков. Это непосредственно связано с объемом разуплотненных масс, попавших в условия инверсии плотностей, а он должен преизбыточно некоторое критическое значение, чтобы всплывание глубинного диапира смогло реализоваться. Как видно из сказанного, эти три необходимые для развития глубинного диапиризма условия могут осуществиться только в обстановке интенсивного геосинклинального прогибания.

Когда в действие вступает процесс глубинного диапиризма, это означает начало второй стадии развития геосинклинали и новых преобразований в структуре земной коры. Глубинный диапиризм в том виде, как он проявился на Большом Кавказе, захватывает только толщу осадочных пород и выражается в адвективном перераспределении материала, захватывающем только самые верхние горизонты земной коры — глубиной не более 10—12 км от поверхности. Однако общеизвестно, что процесс поднятия в геосинклинали обычно сопровождается гранитоидным магматизмом, и на Большом Кавказе с этой стадией также связаны внедрения гранитоидных интрузий, хотя и небольших объемов, но появившихся в определенный момент и в строго определенных местах (см. с. 60—61). В этом отношении чрезвычайно показательны среднеюрские интрузии, прорывающие палеозойские породы в ядре Сванетского антиклинория.

Очевидно, что на более глубоких уровнях земной коры в этот момент происходит процесс гранитизации вещества, связанный с дифференциацией основного материала, поступившего в низы коры на первой стадии, утяжелившего ее и вызвавшего прогибание. Свидетельством этого и являются среднеюрские гранитоидные интрузии Сванетии и Северо-Западного Кавказа.

Фронт гранитизации расположен гораздо глубже уровня метаморфических преобразований осадочного комплекса, составляющего ядро глубинного диапира Большого Кавказа, и вероятно, пространственно разобщен с ним. Между ними располагаются, по крайней мере, зоны образования фаций полного зеленокаменного метаморфизма и амфиболитовой фации. Именно внутри таких пород и оказываются гранитоидные интрузии Сванетского антиклинория, которые следует рассматривать как прорвавшиеся вверх порции гранитизированного материала, основная масса которого осталась на глубине (см. рис. 46, Б).

Гранитизация, происходящая в более глубоких частях земной коры, создает там в свою очередь ситуацию инверсии плотностей, и стало быть, потенциальные возможности для адвективных перемещений. Согласно петрологическим данным гранитизация и анатектическое плавление пород также сопровождаются обильным выделением воды и разуплотнением объемов вещества, подвергающегося этому процессу, в то время как зоны метаморфизма, расположенные между фронтом гранитизации и зеленокаменной фацией остаются относительно «сухими» и дают неко-

торое уменьшение объемов и повышение плотности пород (Добрецов и др., 1970; Добрецов, 1976).

Таким образом, можно полагать, что одновременно или почти одновременно адвективные перемещения материала происходят на двух уровнях в земной коре под прогнувшейся геосинклинальной ванной. Процессы эти взаимосвязаны в пространстве, поскольку происходят в общем по одному плану, и видимо, связаны и во времени, «поддерживая» и «продвигая» друг друга. Трудно определенно решить, какой из этих процессов является иницирующим, дающим толчок к включению сложного многоэтажного адвективного перемешивания материала земной коры. В равной степени начало любого из них может оказаться тем необходимым толчком, который нарушит неустойчивое равновесие и приведет в движение другой. В самом деле, если начинается движение верхнего, осадочного глубинного диапира, то это обязательно повлечет за собой снижение давления над кровлей фронта гранитизации, что должно привести в движение гранитизированные массы. Если движение начинается раньше в гранитном диапире, то это приведет к продвижению вверх фронта дополнительного разогревания, увеличению интенсивности потока жидких и газообразных флюидов, что также неминуемо вызовет необходимое нарушение равновесия в разуплотненном осадочном материале и здесь начнется процесс нагнетания.

Скорее всего, верхний осадочный диапир воздымается в виде валлообразного поднятия, осложненного внутри упорядоченной линейной складчатостью. Простираение этой складчатости, как мы видели, в основном совпадает с простираением ядра самого диапира, а линейность обусловлена той «рамой», в которую внедряются метаморфизованные породы. На глубоком уровне подъем гранитизированных масс происходит, по-видимому, в форме куполов, вытягивающихся цепочкой вдоль осевой зоны мегантиклинория. Свидетельства в пользу такого представления были показаны при рассмотрении структуры осевой зоны Восточного Кавказа. Это представление также хорошо согласуется, как мы видели, с теоретическими и с экспериментальными данными, моделирующими процесс адвекции (Гончаров, 1976).

Такое двухъярусное строение глубинного диапира находит аналогию в структуре поверхностных, обычных складок нагнетания. В Терско-Каспийском передовом прогибе давно известны надразломные антиклинальные складки — Терская и Сунженская, известно также, что эти складки образованы нагнетанием глинистых толщ майкопской свиты (верхний олигоцен — нижний миоцен) в ядра. Однако сравнительно недавно установлено по данным бурения, что процесс нагнетания происходил в Сунженской антиклинале также и в верхнемеловых толщах, подвергшихся сходной пластической деформации и образовавших внизу второе ядро нагнетания в замке той же складки.

Инверсия геотектонического режима, вызванная развитием двухъярусного глубинного диапира, завершает в общем геосинклинальное развитие, хотя это процесс достаточно длительный, продолжающийся на Большом Кавказе от границы между средней и поздней юрой, по крайней мере, до конца олигоцена или начала миоцена, когда образуются краевые прогибы и в них начинает накапливаться нижняя молассовая формация. Продолжительность инверсионной стадии, таким образом, соизмерима с длительностью доинверсионного прогибания. В процесс инверсии вовлекается постепенно все большая площадь, последовательно наращивая растущее центральное поднятие.

В ходе этого процесса осадочные толщи деформируются, образуя складчатость, а земная кора увеличивает свою мощность за счет фор-

мирования «гранитного» слоя. Условия деформации пород в обстановке внедряющегося диапира нами рассмотрены выше (см. с. 92—102). Однако отметим, что в случае, когда внедрение диапира не заходит слишком далеко, т. е. нет полного прорыва легкого материала наверх, и в ядре самого диапира, и на крыльях в компенсационных впадинах, обрамляющих ядро, возникает обстановка горизонтального сжатия, расплющивания материала (Гончаров, 1976) (см. рис. 32, в, г). Это как раз тот случай, с которым мы встречаемся на Большом Кавказе. Здесь не всюду даже можно увидеть достаточно сильное вертикальное растяжение по границам активно внедряющейся толщи, приводящее к срыву и тектоническому контакту ядра диапира с его крыльями. Поперечное сжатие (и сопряженное с ним продольное растяжение в горизонтальном направлении) в этих условиях возникает только локально в отдельных складках — например, в сводах коробчатых складок Сланцевого Дагестана.

Региональное продольное растяжение слоев осадочной толщи может произойти только в том случае, если значительные количества внедряющегося в ядро диапира пластичного материала достигнут поверхности, и начнется горизонтальное растекание его в стороны от центра внедрения с образованием лежачих складок и покровов (см. рис. 32, ж). На Большом Кавказе, однако, процесс внедрения «осадочного» диапира до этой стадии не доходит. Возможно, самое начало такого процесса можно видеть в ядре Сванетского антиклинория в опрокидывании к югу палеозойских толщ в ядре Цхенисцальской складки с образованием нависающего козырька (см. рис. 24).

Позднеюрская инверсия и начало роста диапира не захватывают на Большом Кавказе всю область раннеальпийского прогибания. На южном борту сохраняется режим интенсивного геосинклинального прогибания в остаточном флишевом трого, где накапливаются мощные толщи карбонатного, главным образом, флиша. Этот прогиб протягивается вдоль всего южного склона Большого Кавказа, прерываясь только на поперечнике Сванетского антиклинория. Видимо, только здесь, в узкой полосе вдоль сочленения Большого Кавказа с Закавказским срединным массивом, сохраняется относительно тонкая пластичная кора, не захваченная процессом гранитизации. Этот прогиб почти вовсе лишен проявлений магматизма, характерных для геосинклинальной стадии прогибания.

Прогиб, располагающийся к северу от центрального поднятия, имел, очевидно, более «жесткую» кору, так как интенсивность и контрастность движений в нем приближаются к платформенным, хотя по суммарной амплитуде нисходящих движений и их дифференциации этот прогиб занимает промежуточное положение между платформенным режимом и типично геосинклинальным. Такие прогибы принято называть парагеосинклинальными.

По-разному вовлекаются эти прогибы и в процесс инверсии, который захватывает их в конце олигоцена. Северный прогиб вовлекается в общее поднятие, оставаясь слабо прогнутой синклиной зоной. Зеркало складчатости в ней иногда почти горизонтально, что дало основание называть ее горизонтальной складчатой ступенью (Сорский, 1964), хотя на поверхности фундамента во всех случаях здесь виден пологий прогиб. Флишевый прогиб, втягиваясь в общее поднятие Большого Кавказа, испытывает в тот же момент собственную частную инверсию, связанную с возникновением глубинного диапира в нижней части флишевой толщи осадков (см. с. 97). Однако этот глубинный диапир был значительно меньшим по размерам, чем тот, который возник в глинистых

толщах раннеальпийского прогиба, и относительно менее мощным, поскольку в результате его развития нигде не сформировалась структура обращенного антиклинория. Флишевая зона во всех сечениях имеет синклинорную форму, лишь осложняясь в осевой части крупной антиклиналью, там, где процесс глубинного диапиризма сумел заметно проявить себя. Но принципиальное значение имеет сам факт частной инверсии, сменившей геосинклинальное прогибание и развивающейся тем же путем роста глубинного диапира.

Таким образом, глубинный диапиризм возникает в процессе развития геосинклинали не только на разных уровнях земной коры, как это видно на ранней стадии развития частной инверсии в пределах Большого Кавказа, но и на разных этапах эволюции земной коры, смещающейся одновременно в пространстве. Видимо, этот процесс, а если более широко, то вообще большой класс адвективных движений — это основной способ направленного преобразования земной коры, ее переработки в процессе геосинклинального развития. На это в свое время обратил внимание Р. Ван-Беммелен, установив на ряде примеров реальность этого процесса (Bemmelen, 1933, 1954, 1960), и одновременно разрабатывавший теоретические модели диапиризма, развивающегося на разных уровнях земной коры (Ван-Беммелен, 1956; Bemmelen, 1954, 1966, 1970). В. В. Белоусов (1960) показал огромную роль этого процесса в формировании разных типов складчатости, а позже при исследовании причин эндогенных процессов пришел к выводу, что адвективные перемещения — единственный способ обмена материалом между астеносферой и тектоносферой Земли (Белоусов, 1966б, 1970, 1975).

Принципиально важная роль диапиризма на разных уровнях тектоносферы Земли была показана в теоретических и экспериментальных работах многих исследователей (Рамберг, 1970; Лебедева, 1966; Сычева-Михайлова, 1973; Гончаров, 1976). Известны многочисленные примеры развития адвективных движений в фанерозойских складчатых областях разного возраста. В последние годы было выяснено, что адвективные перемещения внутри земной коры имеют решающее значение в преобразовании и сложных деформациях вещества древних глубоко метаморфизованных комплексов пород (Эз, 1976).

Таким образом, Большой Кавказ с широко развитыми процессами глубинного диапиризма в альпийском цикле становится закономерно в общий ряд адвективных структур, охватывающих в общем всю тектоносферу Земли, от самых глубоких ее горизонтов вблизи кровли астеносферы до самых поверхностных явлений в верхней части осадочной оболочки. Когда это становится ясно, то с тем большим основанием можно считать альпийское геосинклинальное развитие Большого Кавказа типичным, а сформировавшуюся структуру — тектонотипом.

Очевидно, что пока земная кора обладает потенциальными возможностями к адвективным перемещениям значительного масштаба, в ней сохраняется способность к возникновению геосинклинального режима. Для реализации этой способности и возникновению геосинклинальных условий необходим внешний импульс, подающийся к нижней части земной коры из астеносферы и верхней мантии в виде «тепловой волны» (по В. В. Белоусову, 1973 г.), возбуждаемой принесенным из глубин разогретым материалом.

На неоген-четвертичном — орогенном — этапе наступает новая фаза развития Большого Кавказа (см. рис. 46, В). На этом этапе развития меняется план тектонических движений, хотя в целом горное сооружение, возникающее на месте бывшей геосинклинальной ванны, вытяги-

вается в соответствии с простираем геотектонической зональности альпийского развития. Однако в это время особенно ярко подчеркивается поперечное, антикавказское разделение Большого Кавказа на блоки, неравномерные относительные смещения которых выявляют поперечные поднятия и прогибы разного порядка. Это поперечное разделение структуры Большого Кавказа (см. с. 39—40) является отражением строения и состояния глубинных горизонтов тектоносферы и не является собственно спецификой самого Большого Кавказа, а оказывается значительно более крупным элементом строения земной коры, заложенным в нее на самых ранних этапах развития. Такой наложенный (или вернее «подложенный») характер этих движений подчеркивается спецификой магматизма этого этапа, совершенно одновременно и однообразно проявляющимся во всех структурно-исторических зонах Большого Кавказа и далеко за его пределами. Предвестники изменения режима движений проявляются в магматизме задолго до неоген-четвертичного времени на рубеже раннего и позднего мела, когда в верхних этажах земной коры еще не завершился процесс инверсии. Однако из глубины в это время уже проникают первые порции нового глубинного расплава, давшего высокощелочную эссексит-тешенитовую формацию.

По расположению магматических проявлений этого раннего этапа (мелового) и последующего (неоген-четвертичного), а также по геофизическим свидетельствам о состоянии глубоких горизонтов тектоносферы можно сделать заключение, что новый тепловой импульс, вызвавший неоген-четвертичные орогенические движения, был подан в тектоносферу и, вероятно, к подошве земной коры по субмеридионально ориентированной зоне. Эта передача энергии от возбужденной астеносферы осуществлялась перед началом орогенного этапа (и видимо, задолго до его начала — в середине мела) по поперечному направлению. Именно так скорее всего следует понимать природу орогенных движений на Большом Кавказе.

По своему составу глубинное вещество, подведенное в этот момент к низам земной коры из астеносферы, вряд ли отличалось от того, что было вынесено наверх в первую стадию альпийского цикла. Во всяком случае, у нас нет оснований предполагать, что состав выплавки из астеносферы мог сильно измениться. Однако в данном случае это глубинное вещество встречает иную по структуре и составу земную кору: более мощную и более жесткую, лишенную рассеянной проницаемости после процессов гранитизации и метаморфизма. В соответствии с этим меняется и реакция земной коры на сходный энергетический импульс — в данном случае земная кора воздымается, «подталкиваемая» поднимающимися из верхней мантии астенолитами, разламываясь при этом на блоки (Белоусов, 1966).

Продольная субширотная зональность в альпийском цикле (а также в предшествующем герцинском) создала в верхних частях земной коры таким же образом ориентированные неоднородности, которые обусловили расположение блоков в верхних частях коры. Система ступенчатых поднятий, из которых складывается горная страна, вытянута в продольном направлении, согласно с простираем зональности альпийского цикла. Однако на эту продольную зональность накладывается поперечная: блок Центрального Кавказа наиболее приподнят в этой наложенной поперечной системе.

Ступенчатость поднятия орогенного этапа видна как в продольном направлении, так и в поперечном к нему. Создается впечатление, что поднятие происходило как бы путем телескопического выдвигания наиболее приподнятых блоков, занимающих осевую часть мегантикливо-

рия. Если рассматривать формирование Большого Кавказа в поперечном сечении, то вначале, по-видимому, возникает сводообразное поднятие, захватывающее всю складчатую область. Когда напряжения в земной коре превосходят ее прочность, краевые части обламываются и отстают от восходящего движения центральной части; так, на первом этапе образуется складчатая ступень Известнякового Дагестана и Восточного Кавказа, следующая структурная ступень, уже в пределах Сланцевого Дагестана, возникает в результате следующего обламывания краев поднимающегося свода. Грабен-синклинорий, осложняющий осевую часть мегантиклинория на Восточном Кавказе образуется, очевидно, на последней стадии развития поднятия и связан с растяжением и проседанием блоков на своде. Возможно, этому процессу благоприятствует консолидация и связанное с ней уменьшение объема гранитизированных толщ, залегающих на глубине.

С проседанием всего Большого Кавказа, вызванном консолидацией первоначально разогретых и разуплотненных глубинных масс, по-видимому, следует связывать возникновение тектонических нарушений, прослеживающихся вдоль северного края поднятия и обычно интерпретируемых как надвигание Третичных предгорий на горное сооружение Большого Кавказа. Ясно, что та же самая по морфологии структура может рассматриваться как подвиг, и это, как нам кажется, не противоречит фактам и более естественно укладывается в общую схему развития Большого Кавказа на неотектоническом этапе.

Сходную картину ступенчатого строения можно видеть и на продольном сечении Большого Кавказа. Приподнятый в современной структуре блок Центрального Кавказа на протяжении всего альпийского цикла и перед началом орогенного этапа был относительно приподнят по сравнению с Восточным. Однако ступенчатое строение флексуры, соединяющей эти области, сформировалось на протяжении неоген-четвертичного орогенного этапа. Эта флексура, занимающая довольно широкую полосу на поверхности (до 25—30 км), образует восточное ограничение Транскавказского поднятия. Она же оказывается в это время и зоной сосредоточенной проницаемости в земной коре, по которой поступают на поверхность основные объемы вулканических образований.

Следовательно, орогенный этап развития не является прямым продолжением геосинклинального цикла. Это явление независимое, и лишь на Кавказе наложившееся на только что закончившую свою геосинклинальную эволюцию область. Такой наложенный характер соотношений орогенного этапа с предшествующими этапами развития земной коры, проявляющийся во многих областях, позволил выделить эти движения в специфический эндогенный режим (Белусов, 1966, 1973). Об этом же свидетельствует то, что неоген-четвертичная активизация или орогенные движения распространены значительно шире, чем области геосинклинального режима в альпийском цикле (Леонов, 1972). В зависимости от того, на какую область по состоянию и степени консолидации земной коры распространяются движения этого этапа, они имеют разную форму выражения и разную ориентировку. Либо это чисто блоковые перемещения, как в мощной консолидированной земной коре Тянь-Шаня, либо блоковые движения в сочетании с пластическими деформациями, как в только что сформировавшейся и еще «горячей» земной коре Большого Кавказа.

Такова в общих чертах эволюция земной коры Большого Кавказа, сформировавшая его современную структуру.

В последние годы появились работы, в которых делаются попытки объяснить формирование структуры Кавказа с позиций «новой глобальной тектоники», или «тектоники плит» (Dewey *et al.*, 1973; Stoneley, 1974; Хаин, 1975; Гамкрелидзе, 1976а,б; Адамия и др., 1976; Ушаков и др., 1976). В некоторых из них, посвященных Средиземноморскому альпийскому поясу в целом, Кавказ выступает как один из сегментов этого пояса (Dewey *et al.*, 1973; Stoneley, 1974), в других специально рассматриваются геологические данные по истории развития Кавказа в палеозое и мезозое с этих новых позиций (Хаин, 1975; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1976) или предлагаются модели горизонтальных движений плит по данным о современных движениях (Ушаков и др., 1976). Все эти работы очень разные по объему и по характеру используемого материала. Однако всех их отличает единый методический подход: путь от общей идеи (в данном случае идеи «новой глобальной тектоники») к интерпретации и поиску фактов, подтверждающих эту идею. В принципе такой методический путь может быть использован в любом случае, только при этом следует интерпретировать не избранные факты, а всю совокупность геологических данных о строении и развитии области. Следует найти, в конечном счете, место в новой концепции всем закономерностям в развитии и структуре региона, установленным и найденным вне зависимости от каких-либо концепций.

В настоящей работе использован путь — от анализа фактического материала к обобщению, к выбору и обоснованию более общей концепции. При этом ни разу не возникла необходимость привлечь к объяснению установленных структурных соотношений и направленного процесса развития Большого Кавказа какие-то иные идеи, кроме тех, к которым нас привел фактический материал. А он привел к выводу, что основной причиной возникновения и деформаций в осадочной толще и главных закономерностей геологического развития Большого Кавказа следует считать адвективные перемещения. Данные по эволюции магматизма и по глубинному строению региона не только не потребовали коренного пересмотра обобщения, вытекающего из геологических фактов по поверхностной структуре, но скорее наоборот подтвердили и развили его, позволив прийти к модели адвективных движений во всем объеме земной коры. Ни на одном этапе анализа не потребовалось привлекать к объяснению наблюдаемых явлений внешнее горизонтальное сжатие или растяжение большого масштаба. Хотя и сжатие и растяжение при деформации пород всегда присутствуют, но во всех случаях они вызваны локальными причинами, которые порождены диапироподобным внедрением вещества, на каком бы уровне его ни рассматривать.

При этом источники энергии, вызывающей адвективные перемещения внутри слоев земной коры, заложены прежде всего внутри них самих и заключаются в инверсии плотностей, возникающей на той или иной глубине в земной коре. Механизм адвективного перемещения может быть приведен в действие и внешним импульсом, однако этот внешний импульс по-разному реализуется в земной коре в зависимости от ее состояния. «Непонимание того, что любая геосфера может быть в любое время тектонически (флюидогеодинамически) активна и что возбуждающие импульсы нижних зон часто имеют флюидогеодинамическую природу, приводит некоторых исследователей к полному отрицанию тектонической активности земной коры и к толкованию мантии как

единственного генератора энергии тектонических процессов» (Валуко-нис, Ходьков, 1973, с. 182).

Интерпретация фактов с позиций «тектоники плит» сводится в основном к поиску следов океанической коры, на которой была заложена геосинклиналь, и палеозон Беньофа, где эта кора была поглощена процессом субдукции. В альпийском комплексе осадочных и магматических образований Большого Кавказа не находится подходящих пород, которые можно было бы считать остатками офиолитового комплекса, нет и крупных надвигов и покровов, где можно было бы предположить поглощение литосферных плит. Поэтому геологический материал по Большому Кавказу в альпийском цикле плохо поддается новой интерпретации, и практически в первых таких попытках (Хаин, 1975) он не участвует в перемещениях плит в альпийское время. В пределах Большого Кавказа не очень ясные остатки палеозон Беньофа намечаются только для палеозойского времени (Хаин, 1975; Гамкрелидзе, 1976а).

Главные события по раздвижению, а затем сближению плит в альпийское время на кавказском отрезке Средиземноморского пояса происходят, по мнению сторонников новых концепций, в пределах Малого Кавказа, где есть две субширотные полосы выхода офиолитовых комплексов. Однако в более поздних интерпретациях (Адамия и др., 1976) граница между литосферными плитами в альпийское время проводится в зоне южного склона Большого Кавказа. Оснований для этого немного — лишь комплексы даек основного материала в лейасе и вулканогенная толща байоса. Но тем не менее считается, что здесь было океаническое пространство, ширины которого мы не знаем, а позже сближение плит привело к его замыканию, «скучиванию» осадочных толщ и складчатости. Прямых свидетельств этих событий нет, точно так же как весьма условно могут быть приняты и косвенные. Эта интерпретация в сущности сводится к тому, чтобы найти внешние силы для объяснения облика современной структуры. Но становится ли понятнее конкретная складчатая структура области с этой позиции — неясно, так как детали этой структуры не рассматриваются, а механизм формирования складчатости не обсуждается. Главный же недостаток этой интерпретации, как, впрочем, и других подобных, заключается в том, что нет каких-то определенных сформулированных критериев, которые бы позволяли проверить выдвинутую концепцию.

О. Г. Сорохтин (1973) предлагает объяснения происхождения складчатости «кавказского» типа с позиции «тектоники плит». За эталон «кавказского типа» при этом им взята очень сильно обобщенная схема структуры Большого Кавказа, лишенная существенных деталей, позволяющих понять кинематику процесса деформаций и увидеть неоднородность деформаций в поперечном сечении складчатой области. По существу, на схеме, взятой О. Г. Сорохтиным для теоретического умозрительного анализа, показана только одна черта реальной структуры мегантиклинория Большого Кавказа — веерообразное опрокидывание складок. Кроме того, эта попытка дать механизм образования даже такой очень упрощенной структуры лишена какого бы то ни было исторического анализа и вообще никак не связана со временем. Все сводится к тому, чтобы показать, каким образом при пододвигании одной литосферной плиты под другую можно получить веерообразное «скучивание» смятых в складки осадков. Поскольку в этой умозрительной модели не приводятся конкретных фактов, то и подробный разбор построений этой модели лишается всякого смысла. Ответом на эти построения является в сущности весь фактический материал, изложенный в данной книге.

Таким образом, известные до сих пор новые интерпретации альпийского цикла развития Большого Кавказа оказываются очень не конкретными, оставляющими массу неопределенностей. В то же время главные события, с точки зрения сторонников «тектоники плит», происходят в альпийское время в пределах Малого Кавказа, а Большому Кавказу отводится пассивная роль — присутствия на окраине этих событий (Dewey *et al.*, 1973; Stoneley, 1974). Хорошо известно, что интенсивность тектонических движений на раннеальпийском этапе развития, да и позже, на среднеальпийской стадии, на Малом Кавказе значительно ниже, чем в пределах Большого Кавказа (Кириллова и др., 1962; Милановский и Хаин, 1963); поэтому необходимо, рассматривая движения, связанные с горизонтальным перемещением плит в пределах Малого Кавказа, найти место и тектоническим явлениям, происходящим на Большом Кавказе.

Интересно было бы рассмотреть подробнее связи Большого и Малого Кавказа в альпийской истории и на более обширном фактическом материале понять возможности интерпретации геологических данных всего региона с позиций «тектоники плит». Но вряд ли будет уместно делать это сейчас, тем более что противоречия, с которыми сталкивается любая попытка истолкования геологических событий по этой части Средиземноморского пояса с позиций «тектоники плит», недавно были показаны В. В. Белоусовым и В. Н. Шолпо (Belousov, Sholpo, 1976). Но все-таки на одном из аргументов, свидетельствующем против свободных горизонтальных перемещений плит в этой части Средиземноморского альпийского пояса на протяжении всей фанерозойской истории, стоит остановиться. Тем более что материал по геологии Большого Кавказа в обосновании этих свидетельств имеет большое значение.

Таким аргументом является существование Транскавказского поперечного поднятия, о котором много раз говорилось в разных аспектах. Однако сейчас важно рассмотреть данные о времени заложения этого крупного структурного элемента земной коры и в какой-то мере проследить его историю. Если в самых первых работах, где были установлены основные черты поверхностной структуры Транскавказского поднятия и намечены его связи с глубинным строением земной коры, высказывались лишь некоторые догадки о возрасте этого линейного элемента, сводящиеся к тому, что это скорее всего отражение древнего докембрийского геотектонического плана (Шатский, 1948; Сорский, 1966а; Милановский, 1972), то новые данные по геологии древних толщ внутри альпийского пояса и в пределах соседних с ним участков платформ позволяют яснее ответить на этот вопрос.

Хотя о геологическом развитии в докембрии мы имеем лишь самое общее схематическое представление, можно утверждать, что на всей площади современного альпийского пояса и далеко за его пределами территория испытывала в архее и протерозое геосинклинальный режим развития (Stöcklin, 1968; Чекунов, 1972). Докембрийские геотектонические структуры имели почти строго меридиональное простирание — так ориентированы линейность, складчатость, сланцеватость и основные разрывы в древних метаморфических толщах как за пределами альпийского пояса, но вблизи него (Украинский щит, Ростовский выступ, Аравийская платформа) (Чекунов, 1972; Picard, 1970), так и внутри него в отдельных массивах — Галатский, Киршехирский и Мендересский массивы в Анатолии, Анкаванский массив на Малом Кавказе (Graciansky, 1966; Kaaden, 1959; Schuiling, 1959; Schurmann, 1961; Vache, 1963). Восточно-Европейская платформа стабилизировалась и перешла к платформенному режиму в конце архея, в начале протерозоя здесь

развиваются лишь узкие меридиональные прогибы, вытянутые вдоль зон глубинных разломов, что установлено на Украинском массиве, на Туранской плите (Чекунов, 1972; Ишутин, 1975; Бурштар и др., 1972, 1974). Аравийская платформа продолжала свое геосинклинальное развитие до позднего протерозоя, однако уже рифейские толщи (инфракебрий) свидетельствуют о переходном к платформенному режиму — эвапориты (Stöcklin, 1968).

Состав древних метаморфических толщ дает основание полагать, что в западной части рассматриваемой территории (Анатолия, Украинский массив) геосинклинальное осадконакопление в докембрии сопровождалось мощными проявлениями вулканизма разного состава, магматические процессы известны здесь на всех этапах развития и весьма разнообразны по составу. В то же время в восточной части магматические породы в докембрии почти не известны, метаморфические породы здесь развиты почти исключительно по осадочным толщам (Stöcklin, 1968). Граница между этими двумя по-разному развивавшимися частями области приурочена к полосе современного Транскавказского поперечного поднятия. Это, как нам кажется, со всей очевидностью доказывает древнее заложение меридиональных простираний внутри этой структуры и поперечной зональности рассматриваемой территории.

В палеозое произошла перестройка геотектонического плана, области различного тектонического режима были ориентированы в это время широко (Белов, 1967, 1971; Муратов, 1969). Однако предшествующая геотектоническая история находит свое отражение в поперечной зональности внутри однородных или почти однородных зон. И несмотря на отчетливую продольную геотектоническую зональность, Транскавказское поперечное поднятие разделяет южную часть подвижного пояса на области с разным режимом движений. Вся эта территория являлась в палеозое склоном Аравийской платформы, стабилизировавшейся в конце протерозоя (Stöcklin, 1968; Белов, 1967, 1971). В западной части ее — Анатолии — наблюдается несколько большая подвижность территории: в области современного Тавра вертикальные движения были, по-видимому, более дифференцированы, чем это свойственно типичным платформам, а в относительно приподнятых массивах Центральной Анатолии происходили процессы гранитизации и метаморфизма (Белов, 1967, 1973). Так что, вероятно, эту область следует квалифицировать как подвижную платформу или парагеосинклиналь. В пределы Западного Понта протягивался геосинклинальный прогиб, полное свое развитие получивший еще западнее — в Балканах. В восточной части — Иране — существовал платформенный режим развития с накоплением относительно маломощных осадочных толщ с частыми перерывами и типичными платформенными формациями (Stöcklin, 1968; Белов, 1967, 1971).

Проявления поперечной зональности, связанной с Транскавказским поперечным поднятием, в альпийской истории Большого Кавказа и на орогенном этапе развития были показаны раньше. Особое внимание было уделено глубинному строению земной коры и верхней мантии в полосе Транскавказского поднятия, выражающемуся в различных геофизических полях.

Таким образом, при любом применении модели «тектоники плит» к этой части Средиземноморского пояса следует учитывать факт существования протяженной поперечной структуры, пересекающей и подвижный альпийский пояс, и соседние с ним платформы, к тому же наследующей древние докембрийские простирания и проявляющейся на всех этапах фанерозойской истории. Если не обращать внимания на длительное существование Транскавказского поперечного поднятия (так же

как и других поперечных линеаментов, пересекающих альпийский подвижный пояс, — Урало-Оманского, Норгидо-Нигерийского), то либо надо признать чудесной случайностью то, что мозаике плит удастся собраться в такую закономерную картину, либо отказаться от привлечения сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений литосферных плит в качестве основной причины формирования современной структуры альпийского пояса.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА С НЕКОТОРЫМИ ФАНОРОЗОЙСКИМИ СКЛАДЧАТЫМИ ОБЛАСТЯМИ

Характерные черты общей структуры мегантиклинория Большого Кавказа, которые положены в основу гипотезы глубинного диапиризма, можно увидеть во многих других складчатых областях, сформировавшихся в течение различных геотектонических циклов фанерозоя. В Качинском антиклинории Крыма, сложенном породами таврической серии, явно вырисовывается ядро глубинного диапира (Абдулла, 1968). В Западном Саяне складчатость каледонского возраста, по мнению П. К. Куликова (1968), возникла главным образом за счет диапироподобного внедрения древнейших толщ, слагающих осевую часть этой складчатой области. На основании структурных исследований на Урале (Херасков, Перфильев, 1963; Чесноков, 1967) выявлена общая структура осевой части мегантиклинория Урал-Тау, которая по всем своим признакам отвечает структурам, сформировавшимся в процессе диапиризма.

Большой интерес представляет сопоставление с Большим Кавказом какой-либо складчатой области тогда, когда представляется возможность сравнить не только общий облик структуры, но и в достаточно крупном масштабе сопоставить между собой морфологию отдельных складок, закономерности распределения различных морфологических типов складок. Очень важно, если имеются данные и о внутреннем строении складчатых толщ, мелких деформациях типа будинажа, дисгармоничных складчатых осложнений и о типах и ориентировке кливажа.

Такие данные были получены по Верхоянью в результате многолетних исследований большого коллектива геологов ВАГТ (Зоненшайн, 1965; Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Сборщиков, 1966, 1968), что позволило сделать сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянского антиклинория и Сланцевого Дагестана (Шолпо, 1971). Структурные профили через Верхоянский антиклинорий и через восточную половину Большого Кавказа (Сланцевый Дагестан) поражают своим удивительным сходством в морфологии отдельных складок и в общем облике структуры. В обоих случаях для окраины складчатой области характерны сравнительно простые деформации — зона флексур на Кавказе, пологие и флексурные складки в Верхоянье. К осевой части складчатой области они сменяются сначала зоной коробчатых складок, а затем зоной более интенсивных узких мелких складок.

На востоке Верхоянского антиклинория Л. П. Зоненшайн (1965) и И. М. Сборщиков (1968) выделяют зону узких линейных складок, в которой интенсивность деформации выше, чем в выделенной теми же авторами зоне коробчатых складок. Это как будто бы нарушает намеченную закономерность, так как создается впечатление, что здесь относительно простые деформации с двух сторон ограничены полосами более интенсивно деформированных пород. Но эти узкие линейные складки распространены только в южной части, в полосе широтного простирания Верхоянского антиклинория. Севернее они постепенно «расплыва-

ются» и сливаются с зоной пологих структур. Кроме того, детально анализируя структурные профили, эти складки можно отнести к коробчатым, от которых их отличает лишь большая протяженность по простиранию и сильная осложненность мелкими дисгармоничными складками. Однако подобные изменения облика коробчатых складок за счет мелкой дисгармоничной складчатости наблюдаются довольно часто в самых разных областях.

Таким образом, общая закономерность — увеличение интенсивности деформации от периферии складчатой области к осевой части — выдерживается и в Верхоянье, и на Кавказе. Некоторым отклонением является наличие в осевой зоне Большого Кавказа изоклиналильных и килевидных складок большой амплитуды, пронизанных кливажом, параллельным осевой плоскости. В Верхоянье складки такого типа отсутствуют — зона наиболее интенсивных складок этой области скорее аналогична открытым дугообразным складкам Большого Кавказа, переходным к зоне наиболее интенсивных деформаций. На западе Верхоянского антиклинория эта зона складчатости ограничена разломом, отделяющим антиклинорий от Приверхоянского краевого прогиба. Зона сочленения не всегда выражена на поверхности разломом. Иногда она представлена крутой флексурой, но так или иначе, по этому шву складчатый комплекс Верхоянья оказывается срезанным. В мегантиклинории Большого Кавказа зоны разного типа складок оказываются развитыми более полно, в то время как в Верхоянье отсутствует зона изоклиналильных складок.

Однако, несмотря на отмеченные существенные черты сходства в общем строении и в морфологии отдельных складок, в закономерной смене разных типов складок на площади, толкования условий образования складчатости в этих областях весьма различны. Существуют совершенно противоположные представления о характере и направлении сил, вызывающих деформацию. Как мы видели, для Большого Кавказа можно считать установленным, что ведущую роль в процессе деформации играют вертикальные силы, причина и источник которых находятся внутри самой геосинклинали. Исследователи, рассматривающие Верхоянье, склонны считать причиной складкообразования горизонтальные силы, приложенные к складчатой области извне, со стороны Колымского массива (Зоненшайн, 1965; Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Сборщиков, 1968).

Имеющийся фактический материал по морфологии складок Верхоянья и внутренней структуре деформированных толщ, как нам кажется, допускает двойное толкование условий формирования структур. Во всяком случае, представление о том, что вся эта складчатая область образована горизонтальными сминающими силами, не может считаться бесспорным и оставляет много неразрешенных противоречий. Одним из главных свидетельств продольного изгиба пластов и, стало быть, горизонтального сжатия всей складчатой области в целом исследователи Верхоянья считают наличие следов растяжения на кровле пластов в сводах антиклиналей и сжатия — в подошве (Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1968). Однако совершенно такие же явления должны возникнуть в условиях поперечного изгиба жестких пластов, заключенных в более пластичные породы. Коробчатые складки Верхоянья до мелочей похожи на коробчатые складки Дагестана. Так же, как и на Кавказе, во внутренних частях их ядер наблюдается сложная мелкая дисгармоничная складчатость. И. М. Сборщиков объясняет ее «недостаточностью пространства» при образовании концентрических складок, хотя не исключено, что эта складчатость свидетельствует о нагнетании веще-

ства в ядра растущих антиклиналей и образовании «мягкого штампа», формирующего складку.

Дисгармоничные складки, осложняющие перегибы от сводов к крыльям коробчатых антиклиналей, так называемые «уши», во всех случаях (Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1968) имеют вертикальные или близкие к тому осевые поверхности. По мнению М. В. Гзовского (1962), именно такую ориентировку приобретают складки при поперечном изгибе слоев. Эти данные содержат убедительные свидетельства в пользу того, что коробчатые складки Верхоянья являются складками поперечного изгиба.

С позиций горизонтальных сжимающих сил невозможно понять наблюдающуюся правильную зональность складчатости Верхоянья; не находят объяснения и закономерные соотношения поверхности кристаллического основания со складками в осадочном чехле; оказываются совершенно не связанными со складчатостью интересные данные о распространении кливажа в Верхоянском антиклинории. Все это заставляет попытаться применить и к этой области концепцию глубинного диапира. Если принять эту гипотезу, то аналогия с Большим Кавказом будет уже не только внешней и поможет нам понять многие черты структуры Верхоянья. Зона наиболее интенсивных складок этой области не вполне совпадает со структурной осью антиклинория, хотя и близка к ней. Однако вдоль этой зоны располагается цепь поднятий, протягивающихся почти параллельно оси антиклинория от Хараулахского краевого выступа на севере до Сетте-Дабанского на юге. Таким образом, полосе наиболее интенсивных деформаций в осадочном чехле соответствует приподнятое положение фундамента. Это положение подтверждается, по свидетельству И. М. Сборщикова (1968), и геофизическими данными: зонам ослабленной складчатости (коробчатые, флексурные и пологие структуры) соответствует максимально глубокое положение фундамента (14 км), а относительное его воздымание (до 10 км) отмечается в зоне линейных сильно сжатых структур. Более того, в краевых выступах—Хараулахском и Сетте-Дабанском нижне- и среднепалеозойские породы фундамента вовлечены в складчатость и смяты вместе с породами верхоянского комплекса. Представляется, что это не случайный срыв верхней части фундамента деформирующимся, сминаемым внешними силами осадочным чехлом, как полагают сторонники горизонтального сжатия, а вполне закономерное явление, отражающее взаимоотношение верхоянского комплекса с подстилающим его фундаментом. Возможно, что именно здесь, в краевых выступах, мы можем наблюдать глубокий этаж деформации, нигде не выходящий на поверхность в других местах Верхоянского антиклинория.

Тогда все зоны складчатости, развитые в пределах Верхоянского антиклинория, должны быть отнесены к верхнему этажу деформации, где деформация происходит пассивно под воздействием вертикальных сил, идущих от скрытых на глубине активных масс. Уменьшение степени деформированности пород к востоку, естественно, связано с тем, что в эту сторону происходит погружение фундамента и ослабление вертикальных воздействий. Зональность складчатости в Верхоянье имеет, по-видимому, совершенно такую же природу, как и на Большом Кавказе, с той только разницей, что на Большом Кавказе выход на поверхность ядра глубинного диапира — нижнего этажа деформации—занимает более широкие площади. В Верхоянье он почти совершенно скрыт на глубине.

Интереснейшие данные о региональном распространении кливажа в Верхоянье, впервые приведенные И. М. Сборщиковым (1968), пока-

зывают, что и здесь кливаж оказывается тесно связанным со складчатостью. Кливажные поверхности параллельны или почти параллельны осевым поверхностям складок и в целом образуют отчетливо выраженную веерообразную структуру. То же явление наблюдается на Большом Кавказе. Если считать кливаж индикатором активного движения вещества во время деформации, то следует думать, что Верхоянье, как и Большой Кавказ, сформировано главным образом действием вертикальных сил, причем источник их находится внутри самой геосинклинали, внутри самой развивающейся складчатой области.

Причина основных различий в облике альпийской складчатости Большого Кавказа и Верхоянского антиклинория кроется, как нам кажется, в том, что в орогенную стадию на Большом Кавказе размах движений был гораздо больше по амплитуде, чем в Верхоянье. В результате этого в мегантиклинории Большого Кавказа на поверхность оказался выведенным нижний этаж осадочных толщ, составляющий активное ядро глубинного диапира. Верхоянский антиклинорий на поверхности сложен в основном складками более верхних горизонтов осадочной толщи, деформировавшейся пассивно под влиянием воздымающегося ядра диапира, однако не вскрытого эрозией. Возможно, более глубокие части этого глубинного диапира можно наблюдать в выступах подстилающего верхоянский комплекс фундамента—Хараулахском и Сетте-Дабанском.

Стоит напомнить, что в Верхоянье неоген-четвертичные орогенные движения возникают после длительного периода спокойного платформенного режима, наступившего вслед за окончанием геосинклиналичного развития, завершившегося в раннем мелу. На Кавказе же, как известно, орогенная стадия непосредственно продолжает геосинклиналичное развитие. Может быть, с этим связана разная интенсивность орогенных движений новейшего этапа.

Весьма интересно сходство общей структуры и зональности складчатости разных типов Большого Кавказа и западной части Туркестанского хребта в Южном Тянь-Шане (Рогожин, 1976). На структурно-геологическом профиле через Туркестанский хребет вырисовывается сложное ядро антиклинория с веерообразным опрокидыванием складок в стороны соседних синклинориев. При этом в ядре антиклинория складчатость явно выраженного полного типа до сложных изоклинальных складок, а в соседних синклинориях складчатость гораздо более простая по морфологии, местами переходящая в глыбовую. Здесь на всем протяжении структуры первого порядка (синклинории и антиклинории) имеют тектонические контакты — это крутые разрывы типа взбросов, переходящие в надвиги, или осложненные дополнительно надвигами (Рогожин, 1976). Общий облик структуры очень сходен с полученными в экспериментах по адвективным перемещениям складчатым деформациям в тонкослоистых моделях (Гончаров, 1976). Кроме того, следует отметить, что к востоку все структуры Южного Тянь-Шаня гораздо сильнее осложнены надвигами и даже покровами. По-видимому, в этом районе можно проследить переход и постепенное изменение складчатой структуры «кавказского» типа к структурам покровного строения.

То что Большой Кавказ по своей структуре, общий облик которой определяется складчатыми деформациями, сочетающимися в сложной ступенчатой структуре мегантиклинория, не является уникальной складчатой областью, достаточно ясно видно из приведенных примеров. Число их можно было бы и умножить, но вряд ли есть в этом необходимость.

Интересно провести сопоставление Большого Кавказа со складчатыми сооружениями, в которых определяющая роль в общем облике

структуры принадлежит крупным надвигам и покровам и типичным представителем которых, тектонотипом, являются Альпы. Это может составить предмет специального большого исследования. Но и сейчас можно сказать, что если рассматривать Большой Кавказ и Альпы как два крайних члена некоторого типологического ряда, то строение многих складчатых сооружений Средиземноморского пояса позволяет поставить их на некоторые промежуточные места между ними. Карпаты и Динариды, где складчатая структура сочетается с покровами и надвигами, расположатся ближе к Большому Кавказу, а Восточный и Западный Тавры, и может быть Загрос, где роль покровов очень велика, попадут ближе к Альпам. Так что в целом этот типологический ряд окажется и эволюционным, как бы развитием одной и той же модели, остановленным на разных стадиях.

Именно такая мысль приходит, если снова вернуться к теоретическим и экспериментальным моделям М. А. Гончарова (см. рис. 32) (Гончаров, 1976). Нас не должны пугать и тем более гипнотизировать значительные горизонтальные перемещения покровов. На моделях и в теоретических расчетах видно, что горизонтальное смещение материала в поверхностных слоях может быть очень большим, во всяком случае соизмеримым с мощностью захваченной адвективным процессом толщи, а если принять, что верхняя поверхность модели не остается горизонтальной, как у М. А. Гончарова, а может подниматься, то это смещение еще возрастет (Дубровский, 1977). Однако эти горизонтальные перемещения быстро уменьшаются с глубиной, ими захвачена только верхняя пленка слоев. Такие перемещения поверхностной тонкой пленки (по сравнению с мощностью земной коры и тем более тектоносферы) фиксируются в покровных горных сооружениях геологическими методами, как бы эффектно и грандиозно эти покровы не выглядели в природе. Не так уже бесспорны и однозначны в каждом конкретном случае аргументы, по которым поверхностное покровное строение распространяют на строение всей литосферы или связывают с горизонтальным движением литосферных плит. Выяснение всех этих вопросов — дело будущих исследований, и это одна из задач более общей проблемы типизации эндогенных режимов и тектонических зон.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

---

Основной причиной развития геосинклинальной области и формирования в результате этого складчатой структуры, как это удалось выяснить на примере Большого Кавказа, являются адвективные движения вещества, происходящие в земной коре на разных по глубине уровнях. До тех пор пока в ней существуют или возникают вновь состояния неустойчивого равновесия, вызванные инверсией плотностей, земная кора сохраняет способность к интенсивным тектоническим движениям и активному развитию. В единую структуру Большого Кавказа, сформированную в течение альпийского геотектонического цикла, вошли очень разные по своей предшествующей истории и внутреннему строению блоки земной коры. Такая неоднородность структуры Большого Кавказа обусловила сложные взаимоотношения явлений унаследованности и новообразования на последнем (альпийском) этапе геосинклинального процесса. Блоки земной коры, прошедшие полный цикл геосинклинальных стадий на предшествующем (герцинском) этапе, в альпийском цикле характеризуются более спокойным и устойчивым режимом движений; они как бы пассивно втягиваются и в прогибание, и в поднятие, источником которых служит активная подвижная область, располагающаяся рядом. В тех же блоках земной коры, в которых геосинклинальное развитие предыдущего этапа осталось как бы незавершенным: не сформировалась полная складчатость, не проявился гранитоидный магматизм, — в альпийское время возникает область высокой подвижности и контрастности вертикальных движений. В этой активной подвижной зоне в течение альпийского цикла происходит перестройка геотектонического плана — инверсия геотектонического режима, когда формируется центральное поднятие.

Эта инверсия развивается длительно (продолжительность ее соизмерима с этапом доинверсионного прогибания) и вызвана, как установлено анализом современной складчатой структуры Большого Кавказа, процессом глубинного диапиризма в нижней части комплекса геосинклинальных осадков. Возникновение и развитие глубинного диапира, как следует из истории вертикальных движений альпийского цикла, начинается из осевых частей геосинклинальной ванны, испытавших наибольшее прогибание, и постепенно захватывает периферические области, последовательно причленяющиеся к центральному поднятию. Все разнообразие складчатых деформаций, закономерно располагающихся на площади в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, обусловлено именно этим процессом направленного развития глубинного диапира. Количественные характеристики деформации осадочных толщ (коэффициент избыточной длины слоев, степень расплюсченности деформированных включений, величина сжатия в обрамляющих ядро диапира толщах и т. д.) подтверждают кинематическую схему движения масс горных пород, основанную на представлении о глубинном диапиризме.

Необходимые условия для развития процесса глубинного диапиризма—инверсия плотностей и повышенная пластичность в нижней части геосинклинального комплекса осадков—образуются в результате эпигенетических и метагенетических изменений в глинистых породах при погружении их в области высоких температур и давлений. В основе преобразования вещества глинистых пород лежит процесс гидрослюдициции монтмориллонита и других смешаннослойных глинистых минералов; этот процесс сопровождается увеличением объема вещества и насыщением массы горных пород водой, перешедшей из связанного состояния в свободное. Такие преобразования вещества осадочной толщи в условиях изменяющихся температуры и давления—широко распространенный в природе процесс, свойственный не только геосинклинальным областям. Однако именно в геосинклиналях имеются некоторые дополнительные условия, вызывающие процесс глубинного диапиризма. Это—высокое значение температурного градиента, повышенный прогрев всей земной коры и относительно быстрое погружение больших объемов осадков в область высоких температур и давлений. Такие дополнительные условия, характерные для геосинклиналей, вызваны тем, что в этих местах земной коре сообщается некоторый добавочный энергетический импульс в виде порций разогретого вещества, поступающего в нее из верхней мантии и возбужденной астеносферы. Рассеянная проницаемость земной коры, свойственная ей на ранних стадиях геосинклинального развития, способствует тому, что некоторое количество основного магматического материала достигает поверхности, что отмечается на доинверсионной стадии развития Большого Кавказа.

«Осадочный» глубинный диапир, возникающий в нижней части доинверсионного комплекса осадков, подпирается снизу более глубоким диапиром гранитизированных масс пород, что установлено на основании анализа эволюции магматизма на Большом Кавказе в течение альпийского цикла, а также глубинного строения земной коры и верхней мантии по геофизическим данным. Этот более глубокий «гранитный» диапир вызывает движение верхнего, хотя возможна и обратная взаимосвязь их движений. Глубинный диапиризм, или в более общем виде — адвективные процессы, являются, таким образом, основной формой активного развития тектоносферы Земли в целом, от самых глубоких ее уровней на границе с астеносферой до поверхностных деформаций в верхних горизонтах осадочной оболочки.

Тектонические движения орогенного этапа возникают независимо от предшествующего развития области и являются наложенным процессом. К такому выводу приводит сопоставление химического состава и локализации магматических проявлений орогенного этапа на Большом Кавказе и соседних с ним областях. Современное строение и состояние глубинных слоев земной коры и верхней мантии, известное по геофизическим данным, подтверждает это представление о наложенном характере движений орогенного этапа. Конкретное проявление этих движений в поверхностной структуре зависит, безусловно, от того, какая структура была создана в земной коре в результате всех предшествующих стадий геосинклинального процесса, и в каком состоянии она вступила в движения этого этапа. На Большом Кавказе орогенные движения имеют в основном блоковый характер, и лишь локально сопровождаются пластическими деформациями, осложняющими складчатость, основные черты которой были сформированы раньше, на инверсионной стадии геосинклинального развития.

Сопоставление геосинклинального и орогенного этапов развития Большого Кавказа, каждый из которых вызван в общем примерно оди-

наковыми энергетическими импульсами, сообщенными верхней мантией и, очевидно, астеносферой, показывает, что возникновение того или иного тектонического режима в относительно поверхностных слоях земной коры зависит от того, в каком состоянии она находится в данный момент. В случае, когда в земной коре исчерпаны внутренние энергетические возможности для адвективных перемещений и она приведена в относительно уравновешенное стабильное состояние, внешний импульс, выражающийся в приносе тепла из астеносферы, реализуется в контрастных движениях относительно жестких блоков. На Большом Кавказе четко распознаются основные черты и того и другого процесса благодаря тому, что движения орогенного этапа ориентированы в поперечном по отношению к геосинклинальному геотектоническому плану направлении.

Сравнение общей структуры и зональности складчатых деформаций, установленных на Большом Кавказе, с данными по другим складчатым областям (в первую очередь Верхоянью, Южному Тянь-Шаню, а также Уралу, Крыму, Западному Саяну) показывает, что существует большое сходство в основных чертах структуры различных складчатых сооружений, сформировавшихся в разные геотектонические циклы фанерозоя. Это позволяет предполагать, что причины их формирования также были сходными. Поэтому Большой Кавказ может считаться тектонотипом геосинклинальных складчатых областей, проходящих инверсионный путь развития.

Представляется, что геодинамическая модель, основанная на адвективных процессах перемещения вещества, может быть использована для анализа строения и развития совершенно иных по своей структуре складчатых областей, где большую роль играют покровы и надвиги. К таким областям должны быть отнесены в первую очередь Альпы, которые могут считаться тектонотипом областей покровной структуры. Исследование строения и развития как различных, так и близких по времени своего образования складчатых областей как раз и является одной из первоочередных задач теоретической геотектоники. Очень важно, чтобы при этом использовался однородный фактический материал, собранный по единой методике и пригодный для сопоставления.

Не следует в то же время думать, что все проблемы, связанные с разработкой геодинамической модели, основанной на адвективных процессах, полностью решены, и остается только распространять выработанные на кавказском материале представления на другие складчатые области. Скорее наоборот, настоящее исследование, в основе которого лежит фактический материал по Большому Кавказу, позволяет сформулировать уже сейчас некоторые задачи, решение которых могло бы продвинуть нас вперед в понимании природы эндогенных процессов. В первую очередь к таким задачам относится количественное обоснование или расчет тех условий, при которых может и должен возникать процесс диапироподобного внедрения и всплывания вещества в осадочных толщах. Такой расчет должен базироваться на конкретных фактических данных о максимальной температуре, при которой находились осадки, температурном градиенте, и обоснованных соотношениях твердой, жидкой и газообразной фаз в массе разуплотненных пород, находящихся в состоянии инверсии плотностей. Установление граничных условий, когда возможно начало процесса диапиризма, позволит перейти к оценке энергии этого процесса. Представляется, что только так можно было бы подойти к количественному определению того вклада, который вносит в развитие геосинклинального процесса внутренняя энергия самой земной коры, и какова доля энергии, принесенной из глубин.

Даже приблизительные оценки энергии эндогенных процессов чрезвычайно важны, так как только на энергетическом уровне можно сравнивать между собой такие разные по своему проявлению эндогенные процессы, как тектонические движения и деформации, метаморфизм и магматизм. В то же время хорошо известно, что в различных складчатых областях каждый из этих процессов проявляется по-своему, и мы можем наблюдать самые разные их сочетания. Видимо, такое сопоставление эндогенных процессов на энергетическом уровне должно стать в будущем основой для типизации эндогенных режимов и фундаментом для создания теории эндогенного развития тектоносферы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Абдулла Д. А.* Структура Качинского антиклинория (Горный Крым). — «Вестник Ленингр. ун-та». Сер. геол., геогр., № 18, вып. 3, 1968, с. 40—50.

*Абдуллаев Р. Н., Самедова Р. А.* Геология и петрология магматических формаций Вандамской зоны Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 137—145.

*Абсолютный* возраст геологических формаций. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. (проблема 3). М., «Наука», 1964. 462 с.

*Авдулов М. В.* Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 119—123.

*Адамия Ш. А.* Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба», 1968, с. 273—292.

*Адамия Ш. А., Буадзе В. И., Шавашвили И. Д.* Большой Кавказ — геодинамическая модель. — В кн.: Тезисы докладов совещания «Геодинамика и полезные ископаемые». М., 1976, с. 66—68.

*Анализ* геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960. 340 с. Авт.: И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский, В. Е. Хаин.

*Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с.

*Артемьев М. Е.* Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1971, т. XLVI, № 4, с. 39—52.

*Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К.* Изостазия Кавказа. — «Геотектоника», № 6, 1973, с. 20—33.

*Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С.* Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. (проблема 11). М., «Недра», 1964, с. 6—21.

*Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.

*Атлас* литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 2. Госгеолтехиздат, 1961.

*Атлас* литолого-палеогеографических карт СССР. Ч. III. Триасовый, юрский и меловой периоды (гл. редактор А. П. Виноградов). М., ВАГТ, 1968.

*Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 3, с. 3—26.

*Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ним минерализации. — «Труды ИГЕМ», вып. 20, 1958. 139 с.

*Афанасьев Г. Д.* Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. Госгеолтехиздат, 1960, с. 189—246.

*Афанасьев Г. Д., Ефимов Ф. Н.* Петромагнитные характеристики габброидных дайковых пород Северного Кавказа. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 9, с. 5—22.

*Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г., Суханов М. К.* Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 8, с. 5—24.

*Афанасьев Г. Д., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975. 99 с.

*Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. — «Известия АН ГССР». Тбилиси, 1957. 122 с.

*Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш.* Некоторые особенности строения земной коры на Кавказе. — В кн.: Проблемы физики Земли. Геофизический сборник, № 15. Киев, 1966, с. 70—75.

*Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И.* О неоднородности в строении коры Кавказского региона. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 6, с. 1379—1382.

*Безносос Н. В., Шелховской В. В.* Юрская система. Нижний и средний отделы (восточная часть Северного Кавказа). — В кн.: Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ. Геологическое описание). М., «Недра», 1968, с. 168—185.

*Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). — «Геотектоника», 1967, № 3, с. 19—31.

*Белов А. А.* Альпы, Балканы и Большой Кавказ в палеозое (сравнительная характеристика тектонического развития). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. XLVI (6), с. 5—25.

*Белов А. А.* Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция). — «Геотектоника», 1973, № 1, с. 65—80.

*Белоусов В. В.* Большой Кавказ. — «Труды ЦНИГРИ», 1938, вып. 108, 100 с.; 1939, вып. 126, 92 с.; 1940, вып. 121, 175 с.

*Белоусов В. В.* Фации и мощности осадочных толщ европейской части СССР. — «Труды ИГН АН СССР», вып. 76, 1944. 116 с.

*Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.

*Белоусов В. В.* Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 261—275.

*Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

*Белоусов В. В.* Кавказ — один из первоочередных объектов для проведения комплексных исследований. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966а, с. 5—8.

*Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966б. 123 с.

*Белоусов В. В.* Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма (труды совещания). М., «Наука», 1968, с. 5—19.

*Белоусов В. В.* Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 259—287.

*Белоусов В. В.* О причинах эндогенных процессов. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1973, № 2, с. 20—36.

*Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 262 с.

*Белоусов В. В.* Геотектоника. Изд-во Моск. ун-та, 1976. 334 с.

*Белоусов В. В., Сорский А. А., Бунэ В. И.* Сейсмоструктурная карта Европы (объяснительная записка). М., «Наука», 1968. 39 с.

*Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.

*Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З.* О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии (верхняя мантия), № 8. М., «Наука», 1972, с. 7—43.

*Борисов Б. А., Рейснер Г. И.* О сейсмоструктурном каталоге землетрясений Кавказа. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 9, с. 11—18.

*Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н.* Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области (по геологическим данным). М., «Наука», 1975. 139 с.

*Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н.* Геотектонический метод прогнозирования максимальной магнитуды землетрясений применительно к Северной Италии. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 6, с. 1323—1326.

*Борисов Б. А., Рейснер Г. И.* Сейсмоструктурный прогноз максимальной магнитуды землетрясений Карпатского региона. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1976, № 5, с. 21—31.

*Борсук А. М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. — «Труды ИГЕМ», 1963, вып. 86. 160 с.

*Борсук А. М.* Магматические формации в эволюции геосинклинальной системы (на примере альпид Большого Кавказа). — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с. 163—171.

*Борсук А. М.* Петролого-геохимические критерии связи некоторых эндогенных месторождений с вулканоплутоническими формациями. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 178—205.

*Борсук А. М.* Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 2, с. 73—85.

*Борсук А. М., Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 11, с. 24—39.

*Борсук А. М., Гурбанов А. Г., Тронева Н. В.* Базитовые формации поздних этапов эволюции подвижной области (на примере мезокайнозоя Большого Кавказа). — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 61—72.

*Борсук А. М., Цветков А. А.* Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский — Чегем на Северном Кавказе. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 11, с. 15—26.

*Борукаев Ч. Б.* О палинспастических построениях. — «Геотектоника», 1970, № 6, с. 23—29.

*Бронгулеев В. В.* Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967. 292 с.

*Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. П.* Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы (Грузия). — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 86—90.

*Бунин Г. Г.* Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане. — «Труды Геол. ин-та Даг. ФАН СССР», 1960, вып. 2, с. 176—203.

*Бунин Г. Г.* Рудоносность и основные черты металлогении горного Дагестана. — «Труды Геол. ин-та Даг. ФАН СССР», 1961, вып. 3 (I), с. 59—61.

*Буриштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н.* Геотектоническое районирование предкавказской части Скифской плиты. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 79—87.

*Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 304 с.

*Ван-Беммелен Р.* Горообразование. Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.

*Варданянц Л. А.* Вулканизм и явления метаморфизма (нижнеюрские интрузии и эффузии). — В кн.: Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ, геологическое описание). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1947, с. 413—422.

*Варданянц Л. А.* Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. — В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике (труды ВСЕГЕИ, вып. 85). 1963, с. 109—117.

*Вахания Е. К.* Расчленение среднеюрских вулканогенно-терригенных пород Грузии. — «Геология нефти и газа», 1972, № 5, с. 72—75.

*Винник Л. П., Ленартович Э.* Структура верхней мантии Кавказа и Кавказ по сейсмическим данным. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1976, № 3, с. 3—14.

*Вихерт А. В.* Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию и вертикали на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория. — В кн.: Вопросы геонимии. Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 93—111.

*Вихерт А. В.* Исследование возможностей построения морфологической классификации складчатости в численных статистических мерах структуры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 214—236.

*Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И.* Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., «Недра», 1966. 187 с.

*Гамкрелидзе П. Д.* Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. X (Грузинская ССР, геологическое описание). М., «Недра», 1964, с. 453—491.

*Гамкрелидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, «Мецинерба», 1976а. 226 с.

*Гамкрелидзе И. П.* Альпийский этап развития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса. — В кн.: Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-летию Геологического института АН ГССР. Тбилиси, 1976б, с. 5—8.

*Геодинамический анализ взаимосвязи нео- и палеотектонических структур Альпийско-Гималайского пояса (на примере Крыма, Кавказа и Копетдага).* — В кн.: Тезисы докладов совещания «Геодинамика и полезные ископаемые». М., 1976, с. 37—39. Авт.: С. А. Ушаков, Ю. И. Галушкин, О. П. Иванов, А. А. Ковалев, Ю. В. Карякин, В. В. Оленин.

*Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийских этапах развития складчатой области Большого Кавказа).* М., «Недра», 1976. 263 с.

*Геология СССР. Т. X, Грузинская ССР (геологическое описание).* М., «Недра», 1964. 655 с.

*Геология СССР. Т. IX, Северный Кавказ (геологическое описание).* М., «Недра», 1968. 759 с.

*Геология и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений Скифской и Туранской плит.* — «Труды ВНИГНИ», вып. 144. М., «Недра», 1974. 140 с. Авт.: М. С. Бурштар, В. А. Буш, Л. Г. Кирюхин, Ю. Н. Швембергер.

*Гзовский М. В.* Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 78—96.

*Гзовский М. В.* Новое направление изучения складок. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 289—305.

*Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. — «Известия АН СССР. Сер. геоф.», 1959, № 8, с. 1147—1156.

*Гитис В. Г., Турбович И. Т., Юрков Е. Ф.* Нелинейные одномерные преобразования в задачах опознавания образов и прогноза. — В кн.: Проблемы избыточности в информационном системах (материалы симпозиума). Ч. I. Л., 1972, с. 21—22.

*Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья.* — «Литология и полезные ископаемые», 1976, № 5, с. 49—66. Авт.: В. Н. Холодов, Ю. О. Гаврилов, Б. П. Градусов, Н. П. Чижилова.

*Годин Ю. Н.* Сейсмические исследования, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 66—77.

*Гончаров М. А. Қливаж.* — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 73—101.

*Гончаров М. А.* Модель адекватных складчатых деформаций и ее возможные природные аналоги. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1976, № 11, с. 13—23.

- Гончаров М. А., Горелов Ю. М. Моделирование глубинной метаморфогенной складчатости с применением центрифуги. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика), вып. 2. Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 260—268.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд-во иностр. лит., 1959. 452 с.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л., Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. — «Труды Ин-та геол. и минер. АН СССР», № 1. Тбилиси, 1948. 407 с.
- Дзоценидзе Г. С. О вулканогенных формациях Грузии. — В кн.: Сборник трудов АН СССР, посвященный академику А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959, с. 141—148.
- Дзоценидзе Г. С. О некоторых общих особенностях мезо-кайнозойского магматизма Кавказ, Балкан, Крыма и Кавказа. — В кн.: Проблемы металлогении и магматизма Кавказа. М., «Наука», 1970, с. 24—46.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 286 с.
- Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм горного Дагестана и его рудоносность. — «Сов. геология», 1971, № 2, с. 85—105.
- Дубровский В. А. Верхняя мантия — тепловая машина Земли. — «Природа», 1977, № 3, с. 144—145.
- Жабин А. Г., Рябова Т. В. Гетерогенное медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 6, с. 25—43.
- Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968. 385 с. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков и др.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. — «Геотектоника», 1965, № 2, с. 58—78.
- Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья. — «Геотектоника», 1965, № 4, с. 92—105.
- Иоселиани М. С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси, «Мецниереба», 1969. 236 с.
- Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. М., «Недра», 1960, с. 161—194. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев, Г. Б. Багдасарян, К. Г. Кнорре, М. М. Рубинштейн, З. В. Студеникова.
- Ишутин В. В. Природа меридиональных структурно-тектонических поясов Арало-Каспийского бассейна. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975, с. 115—121.
- Кабанова З. В., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 44, вып. 3, с. 42—57.
- Кадик А. А. Влияние дегазации основных магм на режим воды и углекислоты в коре и верхней мантии. — В кн.: Геодинамические исследования, № 3. М., «Наука», 1975, с. 67—86.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений (издание 2-е, переработанное и дополненное). М., «Недра», 1972. 280 с.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. — «Труды ИГН АН СССР», 1947, вып. 3, № 8. 356 с.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М., «Недра», 1967, с. 1—75.
- Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. — «Геотектоника», 1966, № 3, с. 61—71.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 6. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. 92 с.

*Кириллова И. В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 78—109.

*Кириллова И. В.* Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 1, с. 93—101.

*Кириллова И. В.* О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. XL, вып. 3, с. 17—33.

*Кириллова И. В.* Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. XLI, № 3, с. 84—95.

*Кириллова И. В.* К вопросу об условиях образования мелких дисгармоничных складок во флишевой зоне (на примере южного склона Большого Кавказа). — «Геотектоника», 1968, № 2, с. 3—18.

*Кириллова И. В., Черткова Е. И.* Исследование тектонических деформаций при помощи направленного увеличения объема. — «Известия АН СССР. Сер. геоф.», 1964, с. 1037—1048.

*Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967. 136 с.

*Книппер А. П.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). — «Труды ГИН АН СССР», вып. 267. М., «Наука», 1975. 208 с.

*Краснопевцева Г. В.* Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклия — Зестафони. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966а, с. 97—102.

*Краснопевцева Г. В.* К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья. — «Сов. геология», 1966б, № 2, с. 159—163.

*Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 12, с. 43—51.

*Краснопевцева Г. В., Матушкин В. А., Шевченко В. И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное — Бакуриани на Кавказе. — «Сов. геология», 1970, № 8, с. 111—120.

*Краснопевцева Г. В., Резанов И. А.* О геологической природе границы Конрада на Кавказе. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1974, № 9, с. 19—26.

*Крылов С. В.* О природе сейсмических разделов земной коры. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 105—122.

*Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* О геологическом толковании сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 55—62.

*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

*Куликов П. К.* Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 46—60.

*Кутас Р. И., Смирнов Я. Б.* Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 143—184.

*Ларин В. Н., Руженцев С. В.* Моделирование покровных складок. — «Геотектоника», 1975, № 3, с. 36—43.

*Лебедева Н. Б.* Опыт моделирования складчатой зоны. — «Сов. геология», 1966, № 2, с. 70—77.

*Лебедева Н. Б.* Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии (Кора и верхняя мантия Земли). Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 130—147.

Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — «Геотектоника», 1976, № 2, с. 31—43.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Кавказа, произведенные летом 1899 г. Материалы по геологии России, т. XXI, С-Пб, 1904. 62 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. — В кн.: Геологические исследования в области Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет. С-Пб, 1914, с. 1—51.

Леонов Г. П. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 27—44.

Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. — В кн.: Уч. зап. Моск. ун-та, 1956, вып. 176, с. 87—103.

Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И. Основные области и зоны осадконакопления в пределах ближне-средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 32—47.

Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 199. М., «Наука», 1975. 140 с.

Леонов Ю. Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа. — «Геотектоника», 1969, № 6, с. 31—38.

Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 3—14.

Логвиненко Н. В. О некоторых особенностях метазенеза терригенных пород геосинклиналей. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3, с. 18—41.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 92 с.

Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969. 203 с.

Ломизе М. Г., Сомин М. Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1961, № 6, с. 44—54.

Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 48—59.

Мазанов Д. Д., Сеидов А. Г. Литолого-минералогическая характеристика глинистых сланцев юры южного склона Большого Кавказа (Белоканчай и Елису). — «Докл. АН АзССР», 1963, т. XIX, № 3, с. 47—51.

Маймин Ю. С. О северной границе альпийского пояса в пределах Восточного Кавказа. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1977, № 1, с. 134—138.

Максимов Е. М., Рудкевич М. Я. Количественная оценка режима вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 85—91.

Маловицкий Я. П. Об основных субмеридиональных дислокациях юга Европейской части СССР. — «Геотектоника», 1970, № 3, с. 115—122.

Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. — «Сов. геология», 1962, № 4, с. 15—27.

Мельников В. А. Стратиграфия отложений триаса, нижней и средней юры. — «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа», вып. XII, 1967, с. 53—63.

Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). — «Сов. геология», 1962, № 6, с. 52—77.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 464 с.

Милановский Е. Е. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского пояса Юго-Западной Евразии и главные типы ее структуры. — В кн.: Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку, 1970, с. 56—67.

Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1972, № 4, с. 3—18.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 277 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963. 357 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. — В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968, с. 176—182.

Минина Е. А. Купольные и кольцевые морфоструктуры интрузивных массивов Юго-Западного Алтая. — «Геоморфология», 1974, № 4, с. 81—86.

Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. М., «Наука», 1972. 160 с.

Мордвило Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Ч. I и II. Изд-во АН СССР, 1960—1962, 238 с., 294 с.

Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 10, с. 67—84.

Мстиславский М. М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XLV, № 6, с. 29—52.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 3—21.

Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л., «Недра», 1975. 216 с.

Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И., Хинишашвили Н. Г. Закавказье (Грузинская ССР). — В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М., 1972, с. 175—196.

Обзор данных по тепловым потокам в СССР. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, № 12. М., «Наука», 1973, с. 154—195. Авт.: Е. А. Любимова, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, С. И. Сергиенко, Е. Б. Копербах, Л. Н. Люсова, Р. И. Кутас, Ф. В. Фирсов.

О методе выявления связи магнитуды землетрясения с тектоническими параметрами района. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3, с. 553—556. Авт.: В. И. Бунэ, И. Т. Турбович, Б. А. Борисов, В. Г. Гитис, Г. И. Рейснер, Е. Ф. Юрков.

Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства (вопросы инженерной сейсмологии), вып. 14. М., «Наука», 1971, с. 3—29. Авт.: В. И. Бунэ, И. В. Кириллова, И. В. Ананьин, Н. А. Введенская, Г. И. Рейснер, В. Н. Шолпо.

Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М., «Недра», 1976, с. 154—207.

Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа (Баксан — Беляя). — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1964, № 4, с. 35—47.

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.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 3—21.

Полищук И. Б., Слюняев А. А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1970, № 6, с. 86—92.

Пустильник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968. 288 с.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970. 224 с.

Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., «Недра», 1970. 160 с.

Резанов И. А. О направленности и скорости эволюции земной коры. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1970, № 2, с. 3—15.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1970, № 4, с. 49—59; № 7, с. 3—10.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Новые представления о глубинном строении некоторых передовых прогибов Альпийской складчатой области. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1973, № 5, с. 16—26.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Эволюция земной коры Альпийской складчатой области юга СССР. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1976, № 2, с. 3—16.

Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966, с. 43—56. Авт.: Н. И. Давыдова, Г. В. Краснопевцева, С. А. Манилов, В. А. Леви, Л. А. Лобастова, Э. М. Шекинский, Г. К. Твалтвадзе.

Рейснер Г. И. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. — «Известия АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 9, с. 1316—1320.

Ренгартен В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», II сер., ч. 55, 1926, с. 299—313.

Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. — «Труды III Всесоюз. съезда геологов», вып. 2, 1930, с. 179—213.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — «Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин.», вып. 148, 1932. 77 с.

Рогожин Е. А. Складчатость и осадочные формации западной части Туркестанского хребта. — «Сов. геология», 1976, № 3, с. 98—108.

Рогожин Е. А., Шолто В. Н. Количественная оценка вертикальных движений Южного Тянь-Шаня. — «Сов. геология», 1974, № 6, с. 121—125.

Романов Н. Т. Мезозойский магматизм Дагестана. — В кн.: Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ. Геологическое описание). М., «Недра», 1968, с. 520—526.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). Изд-во АН СССР, 1949. 391 с.

Ростовцев К. О., Никанорова Л. А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре. — «Сов. геология», 1970, № 5, с. 3—19.

Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1967. 237 с.

Русанов А. Б., Яброва Л. А. Концентрически-радиальная речная сеть Кавказа. — «Геоморфология», 1974, № 4, с. 94—97.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Сборщиков И. М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья. — «Геотектоника», 1966, № 1, с. 91—94.

Сборщиков И. М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Верхоянского антиклинория. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1968, с. 85—92.

Седенко С. М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на средние и позднеальпийском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М., «Недра», 1976, с. 208—246.

- Ситтер Л. У.* Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
- Славин В. И.* О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 117, № 3, с. 483—485.
- Славин В. И.* Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 5, с. 1184—1187.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г.* Доюрские отложения Сванетии. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 315—336.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В.* Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—455.
- Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М., «Наука», 1971. 246 с.
- Сомин М. Л., Белов А. А.* О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 1, с. 40—49.
- Сорохтин О. Г.* Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости. — «Известия АН СССР. Сер. Физика Земли», 1973, № 7, с. 3—19.
- Сорский А. А.* Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962а, с. 9—41.
- Сорский А. А.* О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. — «Сов. геология», 1962б, № 1, с. 54—70.
- Сорский А. А.* К вопросу об инверсии геотектонического режима на Кавказе в альпийском цикле. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 38, № 5, с. 47—56.
- Сорский А. А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 303—317.
- Сорский А. А.* Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966, с. 22—34.
- Сорский А. А., Шолпо В. Н.* История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 134—170.
- Сходство и различие залежей сульфидных полиметаллических руд Белокан — Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях.* — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 4, с. 29—40. Авт.: М. В. Бородаевская, М. А. Мустафабейли, Н. К. Курбанов, А. Н. Мусаев, Б. М. Исаев, С. Б. Зулфугаров.
- Сычева-Михайлова А. М.* О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 47—60.
- Сычева-Михайлова А. М.* Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги. — «Гестектоника», 1970, № 1, с. 30—40.
- Сычева-Михайлова А. М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., «Недра», 1973. 137 с.
- Уивер Ч. Е.* Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии глин. Изд-во иностр. лит., 1962, с. 342—368.
- Устиев Е. К.* Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 47—68.
- Фащи метаморфизма.* М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревдатов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов.
- Фролов В. Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., Изд-во Моск. ун-та, 1965. 180 с.

- Хаин В. Е.* Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа). — «Известия АН СССР», 1948, № 6, с. 51—70.
- Хаин В. Е.* Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — «Сов. геология», 1949, сб. 39, с. 29—49.
- Хаин В. Е.* Развитие и современное состояние основных представлений о геологии Кавказа. — «Докл. АН АЗССР», 1951, № 9, с. 413—418.
- Хаин В. Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», ст. 1 — 1968, № 6, с. 3—18; ст. 2 — 1969, № 1, с. 3—25; ст. 3 — 1969, № 2, с. 3—20.
- Хаин В. Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 36—72.
- Хаин В. Е.* Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1972, № 2, с. 3—13.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 512 с.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — «Геотектоника», 1975, № 1, с. 13—27.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н.* Основные этапы геотектонического развития Кавказа. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1950, т. XXV, № 3, с. 17—30; № 4, с. 3—43.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии (труды ГИН АН СССР, вып. 92). 1963, с. 35—63.
- Хлестов В. В.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. — В кн.: Геодинамические исследования. М., «Наука», 1975, с. 87—122.
- Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 1—176.
- Черницын В. Б.* Металлогения Большого Кавказа. М., «Недра», 1977. 191 с.
- Чихрадзе Г. А.* К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 6, с. 143—146.
- Шатский Н. С.* О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5, с. 39—87.
- Шебалин Н. В.* Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 126—138.
- Шевченко В. И., Мирчинк И. М.* Штавлерский покров на территории Верхней Сванетии (Центральный Кавказ). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 439—442.
- Шевченко В. И., Резанов И. А.* Альпийский этап развития Кавказа. Ст. 1 (юрский период). — «Известия ВУЗ. Сер. геол. и разведка», 1976, № 6, с. 16—26.
- Шейнманн Ю. М.* О тектонических условиях магмообразования. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 183—193.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968. 231 с.
- Шейнманн Ю. М.* К проблеме глубинных источников магм. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. XLIV, № 3, с. 5—17.
- Шенгелая Г. Ш.* Строение земной коры в западной части бассейна р. Куры (результаты гравиметрических исследований). Тбилиси, «Мецниереба», 1968. 176 с.
- Шенгелая Д. М.* О генезисе дарьяльских гранитоидов. — «Труды Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер.-петрогр.», 1961, т. 6, с. 191—197.
- Шолло В. Н.* Об этажах складчатости в зоне Шахдага на Юго-Восточном Кавказе. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 199—218.
- Шолло В. Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964. 167 с.

Шолло В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 38—51.

Шолло В. Н. Сложная складчатость в осадочных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 102—130.

Шолло В. Н. Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянья и Кавказа. — В кн.: Мезозойский тектогенез (материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан). 1971, с. 21—29.

Шолло В. Н. К методике количественных оценок режима вертикальных колебательных движений. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1, с. 91—94.

Шолло В. Н. Складчатость Сванетского антиклинория. — «Геотектоника», 1973, № 4, с. 58—70.

Шолло В. Н. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ). — «Геотектоника», 1975, № 3, с. 44—59.

Шолло В. Н., Белоусов Г. Д. Определение величины относительной деформации пород Сванетского антиклинория по расплюснутым конкрециям. — «Геотектоника», 1976, № 4, с. 114—118.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана. — «Геотектоника», 1966, № 1, с. 3—21.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 38—50.

Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976. 167 с.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 31—47.

Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — «Сов. геология», № 9, 1963, с. 113—118.

Belousov V. V. and Sholpo V. N. Geodynamics of the eastern part of the Mediterranean alpine Belt. Tectonophysics, 1976, N 35, pp. 27—43.

Bemmelen R. W. van. The undation theory of development of the Earth's crust. Proc. 16th Intern. Geol. Congr. Washington, USA, v. 2, 1933, pp. 965—982.

Bemmelen R. W. van. Mountainbuilding. The Hague, Martinus Nijhoff, 1954, 177 p.

Bemmelen R. W. van. The structural evolution of the Southern Alps. Geol. Mijnb., 45, 1966, pp. 405—444.

Bemmelen R. W. van. Tektonische Probleme der Östlichen Südalpen. Geol. Lublijana, 13, 1970, pp. 133—158.

Borisoff B. A., Reisner G. I., Sholpo V. N. Tectonics and maximum magnitudes of Earthquakes. Tectonophysics, 1976, v. 33, N 1/2, pp. 167—186.

Borsuk A. M., Sholpo V. N. Correlation of endogenous processes in the Great Caucasus and adjacent part of the Scythian platform. Geodynamics: Progress and Prospects, Am. Geophys. Union, Washington, 1976, pp. 203—228.

Cloos E. Oölite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., 1947, v. 58, N 9, pp. 843—918.

Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, pp. 3137—3180.

Dunnet D. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 1969, N 7, pp. 117—136.

Falcon N. L. Southern Iran: Zagros Mountains. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. The Geol. Society Spec. Publ. N 4, Edinburg—London, 1974, pp. 199—211.

Gay N. C. Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1, Theory. Tectonophysics, 1968, N 3, pp. 211—235.

Graciansky P. — de. Le massif cristallin du Menderes (Taurus Occidental, Asie Mineure) un exemple possible de vieux socle granitique remobilisé. „Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique“, 1966, v. VIII, fasc. 4, pp. 289—306.

Ilhan E. Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1967, v. 51, N 5, pp. 651—667.

*Ithan E.* Eastern Turkey. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, The Geol. Society, Special Publ., N 4, Edinburg—London, 1974, pp. 187—197.

*Kaaden Van der G.* Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia. Turkey. Bull. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey, 1959, N 52, pp. 15—33.

*Kay M.* Paleogeographic and palinspastic maps. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., N 29, 1945, pp. 426—450.

*Klemme H. D.* Regional geology of Circum-Mediterranean region. Bull. of Amer. Ass. of Petrol. Geol., v. 42, N 1, P. 1. 1958. pp. 477—512.

*Maxwell J. C.* Origin of slaty fracture cleavage in the Delaware water gap area, New Jersey and Pennsylvania, in Engel A. E. J. and others, eds., Petrologic studies. A volume in honor of A. F. Buddington, New York, Geol. Soc. Amer., 1962, pp. 281—311.

*Picard L.* On Afro-Arabian Graben tectonics. Geol. Rundschau, 1970. v. 59, H. 2, pp. 337—381.

*Schuiling R. D.* Über eine präaherzinische Faltungphase im Kaz-Dag Kristallin. Bull. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey. 1959, N 53, pp. 89—93.

*Schürmann H. M. E.* The Riphean of the Red Sea Area. Geol. Föreningens Förn., 1961, B. 83, H. 2, Stockholm, pp. 109—128.

*Stöcklin J.* Northern Iran: Alborz Mountains. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, The Geol. Society, Spec. Publ. N 4, 1968, Edinburg—London, pp. 213—234.

*Stöcklin J.* Possible Ancient Continental Margins, Springer-Verlag, New-York—Berlin, 1974, pp. 873—887.

*Stoneley R.* Evolution of the Continental Margins Bounding a Former Southern Tethys. The geology of Continental Margins. Springer-Verlag. New-York—Heidelberg—Berlin, 1974, pp. 889—903.

*Trümpy R.* Stratigraphy in mountain belts. The Quarterly Journal of the Geological Society of London. N 503, v. 126, part 3, 1971, pp. 293—318.

*Vache R.* Die Kontaktlagerstätte von Akdag madeni und ihr geologischer Rahmen innerhalb der Zentralanatolischen Kristallins. Bull. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey, 1963, N 60, pp. 22—30.

УКАЗАТЕЛЬ  
ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ И СТРУКТУР

---

---

- Абино-Гунайская зона 17  
Абхазско-Рачинская зона 12, 15, 16, 31, 40  
Авадхара, р. 113  
Аварское Койсу, р. 69, 72, 73  
Аджаро-Триалетская складчатая область 115  
Адлерская депрессия 17  
Азовское море (депрессия) 40  
Алазань, р. 14, 69  
Алазано-Агричайская впадина 20, 72, 137  
Альпы 132, 156, 159  
Амали, р. 70, 71  
Андийское Койсу, р. 68, 69, 74  
Андийско-Самурская ступень 75, 76  
Анкаванский массив 150  
Апшеронский полуостров 9, 18  
Арагви, р. 77, 80  
Аравийская платформа 150, 151  
Аргун, р. 18, 68, 74  
Ардон, р. 78, 80, 86, 111  
Армхи, р. 75  
Асса, р. 68, 73, 75, 111  
Ахтычай, р. 69  
Ахцу-Кацирха, поднятие 16  
Баксан, р. 116  
Балканы 151  
Бежитинский грабен-синклинорий 14, 67, 74, 75, 109  
Бокового хребта антиклинорий 14, 28, 67—69, 74, 81, 109, 136  
Будзгори, г. 78  
Верхоянский антиклинорий 152—155, 159  
Военно-Грузинская дорога 14, 67, 70, 74  
Восточный Кавказ 10, 13—16, 21, 27, 55, 57, 67—76, 109, 113, 115, 120, 122, 128, 132, 134, 143, 147  
Гакко, р. 74  
Галатский массив 150  
Главного хребта антиклинорий 14, 28, 67, 69, 74, 75, 81, 109  
Главного хребта зона 11, 26, 31, 33, 55, 56, 80, 109, 111—113, 115, 116, 126, 139  
Главный Кавказский надвиг 11, 14, 58, 60—62, 77—80, 86, 136  
Гойтхский антиклинорий 16  
Гори-Мухранская депрессия 20  
Грузинская глыба 60, 65  
Гумиста, р. 113  
Дагестан 19, 29, 31, 34, 153  
Дагестанский клин 13, 14, 69, 128, 132  
Дарьяльский массив 14, 68, 70, 71, 74  
Джоджора, р. 78  
Дзирульское поднятие (массив) 19, 20, 40, 126, 135  
Дигория 68  
Динариды 156  
Евлахская впадина 20  
Загрос 9, 156  
Закавказский прогиб (Курино-Рионская депрессия) 9, 13, 15, 19, 20, 27, 121, 125, 135  
Западный Понт 151  
Западный Саян 152, 159  
Западно-Сибирская платформа (плита) 43, 124  
Зесхо, р. 63, 93  
Известняковый Дагестан 14, 15, 16, 21, 31, 72, 75, 76, 84, 109, 125, 147  
Ингури, р. 60, 65, 66, 77, 99, 113  
Ингурское поднятие 60  
Индоло-Кубанский прогиб 19  
Иран 7, 151  
Кабристан 76  
Кавказские Минеральные воды 116  
Казбекская магматическая провинция 116  
Казбекский диабазовый пояс 71, 109  
Казикумухское Койсу, р. 69  
Карабахский антиклинорий 24  
Каракойсу, р. 69, 73, 74  
Карпинского, вал 124—126  
Карталинская впадина 20  
Каспийское море 7, 18, 19, 40, 120, 134, 135  
Кахетинский диабазовый пояс 109  
Кахетино-Лечхумский разлом 13  
Качинский антиклинорий 152  
Келасури, р. 113  
Керченско-Таманский поперечный прогиб 17  
Кешельта, р. 79  
Киран, г. (интрузия) 60, 115  
Киршехирский массив 150  
Кистинка, р. 68, 70, 71  
Кодори, р. 113  
Колымский массив 153  
Кубанский прогиб (впадина) 16, 19, 38  
Кусаро-Дивичинский прогиб 17  
Кодорско-Таранская ступень 75, 76  
Ксани, р. 80  
Кубань, р. 115  
Кулимезрская антиклиналь 84, 85  
Кюрдамирский мост 20

Лабино-Малкинская зона (Бечасынская)  
11, 12, 15, 16, 21, 26, 31, 34, 37, 55, 109,  
112, 115, 122, 126, 136, 139—141

Ладжанури, р. 66  
Лапота, р. 13, 14, 69  
Ласиль, пер. 61  
Ласиль, р. 60, 62, 63, 99  
Лечхумский хр. 60, 61  
Лиахви Б., р. 78—80  
Лиахви М., р. 78, 80  
Лухунисцкали, р. 65, 99

Малый Кавказ 9, 20, 24, 112, 116, 134,  
149, 150

Мамисонский хр. 78, 80  
Маргоули, руч. 61  
Мендересский массив 150  
Мзымта, р. 113  
Минераловодский выступ 40  
Мирзаанская впадина 20  
Мугринская антиклиналь (антиклинорий) 73  
Мугринская ступень 75, 76

Накра, р. 63  
Нахичевань 120, 121, 126  
Ненскра, р. 60  
Нижнекуруинская впадина 20  
Новороссийский флишевый прогиб 16,  
34, 35  
Норгидо-Нигерийский поперечный линеамент 152

Окрибо-Сачхерское поднятие 19, 37, 40  
Орджоникидзе 18

Осетинская впадина 111

Паннонский бассейн 135  
Предкавказский передовой прогиб 9, 15,  
18, 19, 38, 45, 120, 124, 125, 134, 136  
Пшекиш-Адлерских разломов зона 16  
Пшекиш-Тырныузская шовная зона 11,  
19, 111, 136, 140

Рача-Лечхумская зона 16, 40  
Риони, р. 12, 77, 78, 80  
Ростовский выступ 150  
Русская (Восточно-Европейская) платформа 150

Сакен, р. 60  
Самур, р. 17, 29, 69  
Самурская флексура 17  
Сванетский антиклинорий 12, 16, 21, 27,  
56—67, 72, 81, 92—102, 142, 144  
Сванетский хр. 60—62  
Северо-Западный Кавказ 10, 16, 17, 55,  
108, 111, 113, 115, 116, 120, 122, 126,  
142  
Сетте-Дабанский выступ 154, 155  
Скифская элигерцинская платформа  
(плита) 9, 18, 19, 21, 27—29, 41, 50,  
125, 135—137  
Складчатая зона южного склона 58,  
76—80, 108, 136  
Сланцевый Дагестан 72, 73, 75, 81, 109,  
123, 144, 147

Средиземноморский альпийский пояс  
(Альпийский пояс Юга Европы) 3, 7,  
9, 135, 148—151

Ставропольское поднятие 19, 35, 38, 40,  
134, 135

Стори, р. 13, 69  
Сунженский хр. (антиклиналь) 19, 143  
Сулак, р. 18, 19  
Тавр 151, 156  
Талыш 20  
Терек, р. 68, 73, 74  
Теберда, р. 115  
Терский хр. (антиклиналь) 19, 143  
Терско-Каспийский прогиб 19, 38, 126,  
143

Техури, р. 65  
Тляротинско-Курушская ступень 75, 76  
Транскавказское поперечное поднятие 7,  
9, 34, 40, 43, 56, 116, 118, 128, 134, 135,  
147, 150, 151

Турция (Анатолия) 7, 116, 151  
Тхеиши, р. 65, 99  
Тенгинско-Бетмармакский антиклинорий  
17  
Тфанский антиклинорий 17  
Туранская плита 151

Украинский щит 150, 151  
Урало-Оманский поперечный линеамент  
152

Хараулахский краевой выступ 154, 155

Хасаут, р. 115  
Хеледула, р. 65  
Хобицкали, р. 65  
Хумпрери, р. 61

Центральный Кавказ 10—13, 27, 54, 108,  
109, 113, 115, 120, 122, 128, 132, 134,  
136, 146, 147

Цхенисцкали, р. 60, 63, 65, 66, 77, 99,  
144  
Цхенисцкальское поднятие 61

Чегем, р. 116  
Черные горы 18  
Черное море 7, 17, 19, 20, 40, 120, 128  
Чиауро-Дибрарский прогиб 34, 35  
Чиауро-Дибрарский синклинорий 57

Шода 78  
Шондон, р. 75  
Шушара, руч. 63  
Шахе, р. 60  
Шахдагская ступень 39  
Шахдагско-Хизинская синклинальная  
зона 17  
Ширакско-Аджиноурское нагорье 20  
Штавлерский надвиг 11

Эгейское море 135  
Эльбрус 11, 39  
Эльбрусская магматическая провинция  
116

Юго-Восточный Кавказ 10, 17, 18, 122,  
126  
Южный Тянь-Шань 43, 50, 51, 155, 159

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА	7
Положение в Средиземноморском альпийском поясе	7
Блоковое строение и складчатость	9
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ	25
Вертикальные движения в мезозое и кайнозое	25
Метод количественной оценки режима вертикальных тектонических движений	43
СТРУКТУРА ЗОН ИНТЕНСИВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ	57
Сванетский антиклинорий	58
Осевая зона Восточного Кавказа	67
Центральная часть флишевого синклиория	76
ГИПОТЕЗА ГЛУБИННОГО ДИАПИРИЗМА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ	82
Сравнение различных методов подхода к проблеме складкообразования	82
Количественное обоснование деформации и проверка гипотезы глубинного диапиризма	92
Преобразование вещества пород аспидной формации	102
ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	108
Эволюция альпийского магматизма	108
Строение земной коры и верхней мантии по геофизическим данным	120
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	138
Эволюция земной коры в альпийском цикле	138
О других геодинамических моделях Кавказа	148
Сопоставление структуры Большого Кавказа с некоторыми фанерозойскими складчатыми областями	152
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	157
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	161
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ И СТРУКТУР	174

ИБ № 1930

ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ШОЛПО

## Альпийская геодинамика Большого Кавказа

Редактор издательства Т. А. Горохова  
Переплет художника К. В. Голикова  
Художественный редактор В. В. Евдокимов  
Технические редакторы О. Н. Ласточкина, Н. В. Жидкова  
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 21.11.77  
Формат 70×100<sup>1/8</sup> Бумага № 2 Гарнитура литер. Печать высокая Печ. л. 12,1 (с 3 вкл.)  
Усл. п. л. 15,61 Уч.-изд. л. 16,24 Тираж 950 экз. Заказ 743/6851—1 Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

60к.

2498

НЕДРА

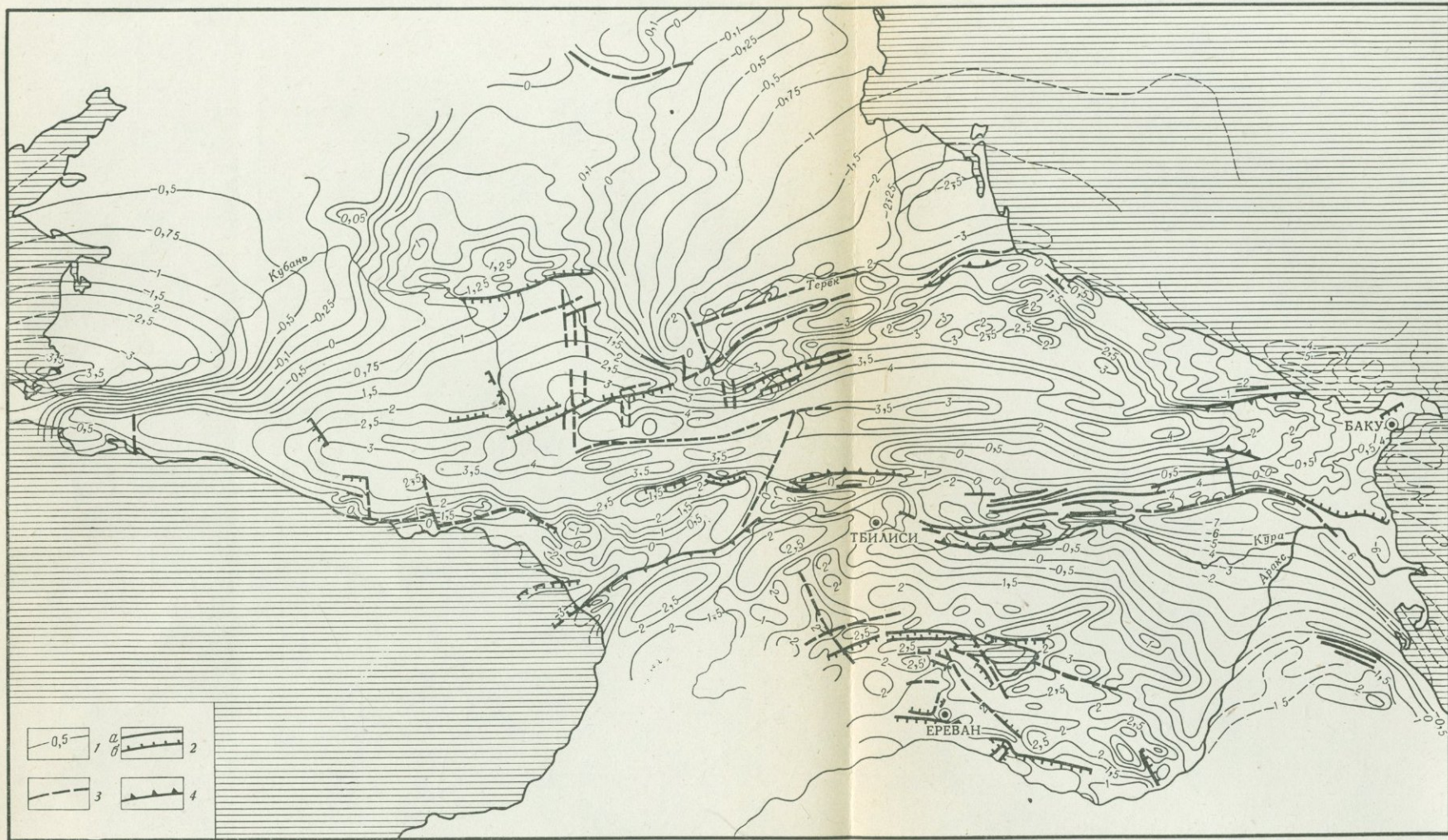


Рис. 17. Схематическая карта неоген-четвертичных движений Кавказа. По Е. Е. Милановскому (1968 г.)

1 — изолинии амплитуды движений; 2 — крупные разломы (а) и флексуры (б), установленные на поверхности; 3 — предполагаемые разломы в фундаменте; 4 — надвиги



Рис. 18. Скорости прогибания Кавказа. Мезозой — кайнозой Штриховкой обозначены области отсутствия осадконакопления — нулевые скорости, пунктирная линия — граница измеренных площадей



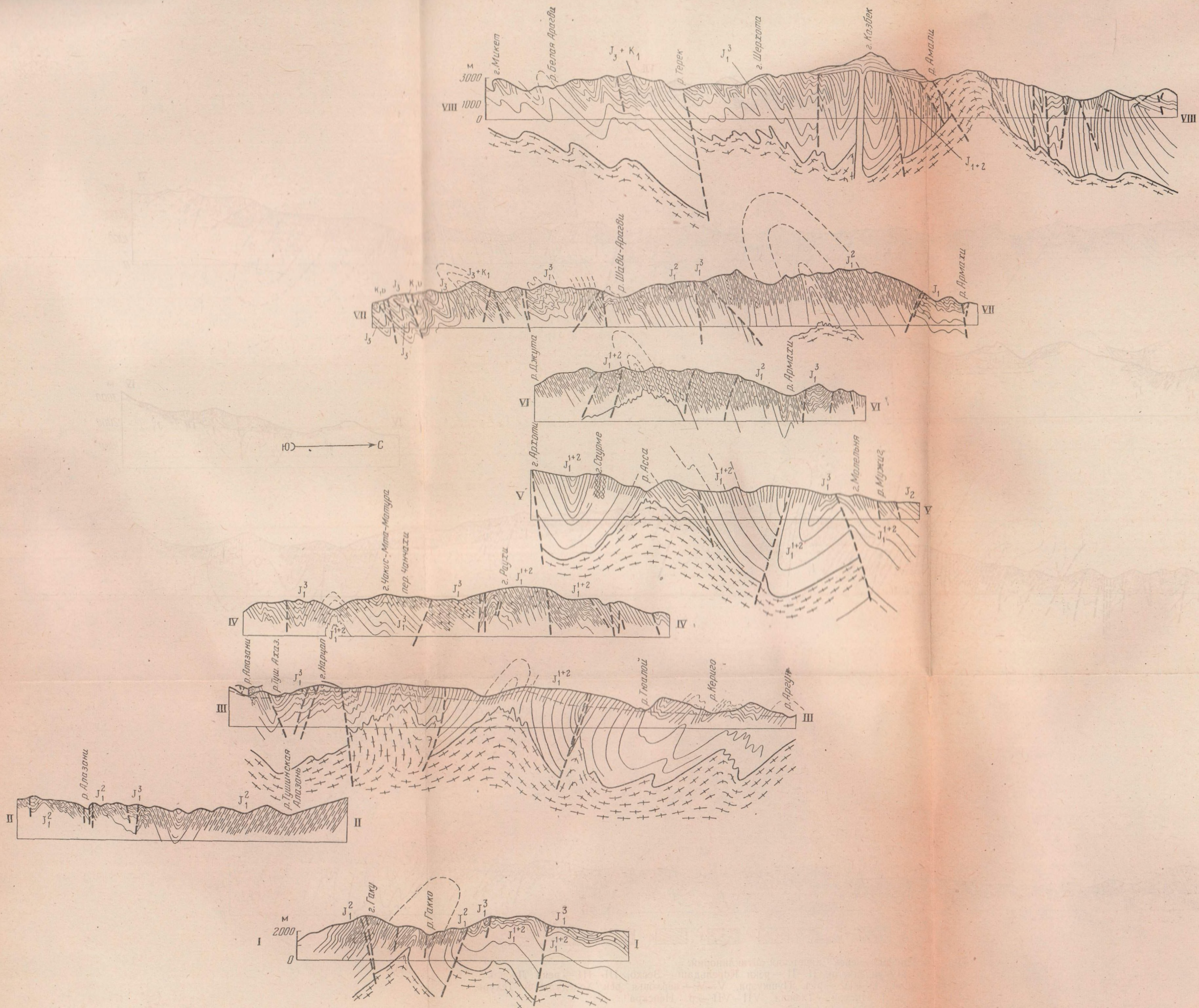


Рис. 26. Профили через западную часть Восточного Кавказа от бассейна р. Андийское Койсу до Терека

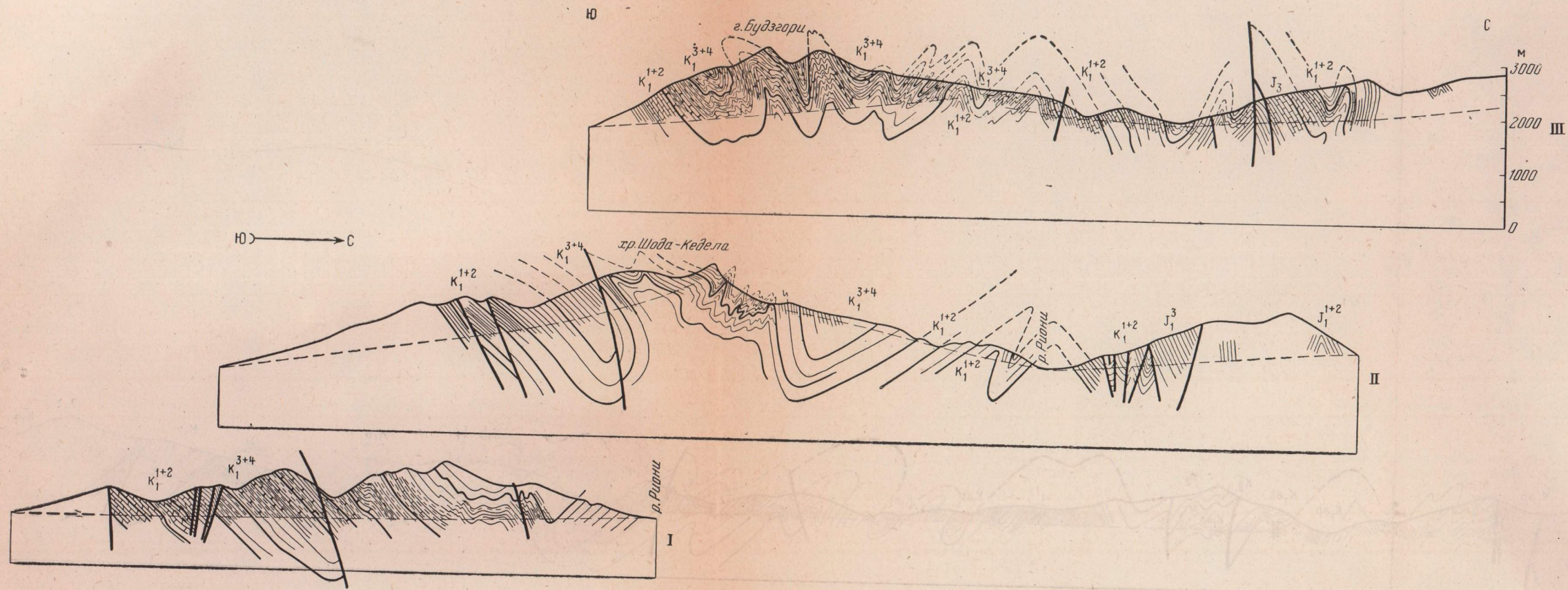


Рис. 28. Профили (I—III) через центральную часть флишевого синклинория в бассейне р. Риони

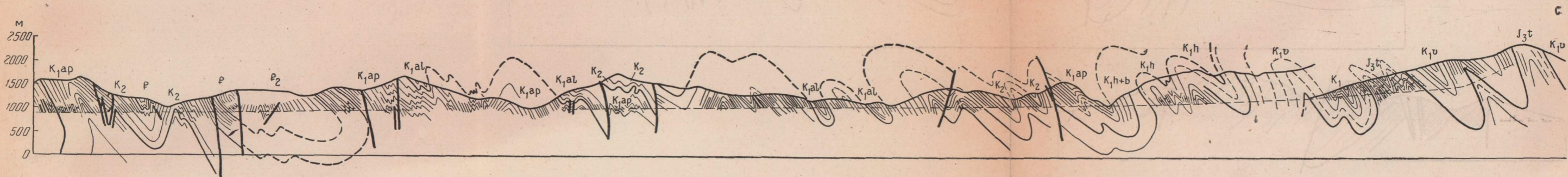


Рис. 30. Профиль через флишевый синклиний в бассейне р. Ксани