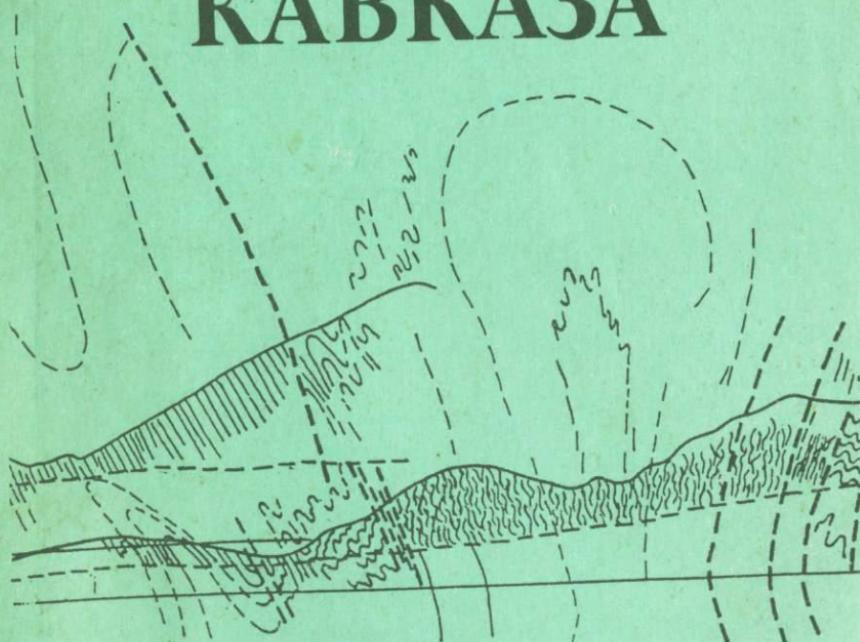


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



В.Н.Шолпо
Е.А.Рогожин
М.А.Гончаров

СКЛАДЧАТОСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА



•НАУКА•

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДENA ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА

В.Н.Шолпо
Е.А.Рогожин
М.А.Гончаров

СКЛАДЧАТОСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Ответственный редактор
академик Е.Е. МИЛАНOVСKИЙ

18633



МОСКВА "НАУКА"
1993



Складчатость Большого Кавказа // В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожин, М.А. Гончаров. – М.: Наука, 1993. – 192 с. – ISBN 5-02-002367-1

Большой детальный фактический материал по морфологии складчатых деформаций Большого Кавказа позволил охарактеризовать все структурно-исторические зоны этой области, а также впервые выявил существенную неоднородность в распределении складчатости разных типов на площади. Наиболее важны для понимания условий и механизмов складкообразования установленные неоднородности в пределах зоны полной складчатости. В результате исследования подтверждается разработанная ранее, но значительно обновленная модель формирования мегантеклиниория Большого Кавказа, основанная на представлениях об адvection как основном процессе, ответственном за структурообразование. Адвективная концепция значительно дополнена на основе новых разработок представлениями о иерархическом и многоэтажном характере этого процесса.

Табл. 1. Ил. 49. Библиогр.: 200 назв.

Рецензенты: А.В. Вихерт, Г.И. Рейснер

The folding of the Great Caucasus // V.N. Sholpo, E.A. Rogozhin, M.A. Goncharov. M.: Nauka, 1993.

The large detailed factual data of morphological features of folding permit to give characteristics for all structural-historical zones of the Great Caucasus region. For the first time has cleared, an essential inhomogeneity in the distribution of different types of folding in the region. For the purpose of understanding the conditions and mechanical properties of the folding origin, the inhomogeneity of the zone of holomorphic folding is the most important fact. As a result of a research the advective model, but significantly improved, is proposed for the main process of structural building in the Great Caucasus. Advective conception is added with a notion of hierarchic and multi-storeyed organization of this process.

Научное издание

Шолпо Виктор Николаевич Рогожин Евгений Александрович
Гончаров Михаил Адрианович

СКЛАДЧАТОСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Утверждено к печати Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Редактор издательства М.А. Яценко. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Бурова. Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатывающих автоматах

Подписано к печати 30.04.93. Формат 60x90 1/16. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,0 + 1,3 вкл. Усл.кр.-отт 13,6. Уч.-изд.л. 16,0. Тираж 270 экз. Тип.зак.244.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

Светлой памяти своего учителя
Владимира Владимировича Белоусова
посвящают эту работу авторы

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое изучение Кавказа началось в середине прошлого века, и с тех пор эти исследования служат не только конкретному развитию экономики этого региона и решению других прикладных задач, но и направлены на проверку и испытание теоретических обобщений в самых разных областях геологической науки. Во многих случаях эмпирические закономерности, выявленные в кавказском регионе, послужили основой для формирования новых представлений о взаимосвязи геологических процессов и явлений, базой для разработки новых геотектонических концепций, затрагивающих коренные вопросы движущих сил и причин тектогенеза.

На протяжении нынешнего века геологическое изучение Кавказа отмечается некоторыми вехами. Примерно каждые 15–20 лет появляются обобщающие работы, в которых содержится интерпретация накопленного фактического материала и формулируются некоторые геотектонические представления, касающиеся основных закономерностей строения и развития складчатых областей. Первым таким рубежом является конец 20-х годов, когда появилась серия работ геологов Геолкома, и прежде всего В.П. Ренгартена [123, 124]. В этих работах подведены итоги многолетних работ по основным опорным пересечениям Кавказа и дана первая схема его тектонического районирования.

Следующим крупным рубежом в исследовании тектоники и истории геологического развития Кавказа стала монография В.В. Белоусова "Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования" [17], в которой впервые была применена новая для того времени методика реконструкции тектонических движений – анализ фаций и мощностей отложений. На основании анализа вертикальных движений с помощью этой методики им были установлены основные этапы развития геосинклинали Большого Кавказа и открыто явление инверсии геотектонического режима.

В первые послевоенные годы с новой интенсивностью было продолжено геологическое исследование Кавказа и предпринята планомерная обзорная геологическая съемка (масштаба 1:200 000). В результате появился целый ряд обобщающих работ, посвященных главным образом истории геологического развития Кавказа в мезозое-кайнозое [17, 104, 149, 159, 172]. В.Е. Ханиу и Л.Н. Леонтьеву удалось более полно, чем это было возможно раньше, осветить ранние (начало юры) стадии альпийского цикла развития Кавказа. Ими же было подвергнуто сомнению явление инверсии геотектонического режима, установленное В.В. Белоусовым.

лоусовым, и сформулирована идея унаследованности развития геосинклиналии Большого Кавказа [159].

В начале 60-х годов были опубликованы две монографии: "Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа" [81], где мезозойская история развития была рассмотрена А.А. Сорским и И.В. Кирилловой, а кайнозойская – В.Е. Ханиным и В.А. Растворовой, и "Геологическое строение Кавказа" Е.Е. Милановского и В.Е. Ханина [104]. Эти монографии явились следующим важным этапом в исследовании Кавказа. А.А. Сорский [149] на основании анализа вертикальных движений методом фаций и мощностей установил три этапа развития Кавказской геосинклиналии, при этом переход от первого этапа ко второму связан с инверсией геотектонического режима, что было убедительно показано на большом фактическом материале. И.В. Кирилловой и А.А. Сорским была составлена тектоническая карта Кавказа, где впервые были использованы не только структурные критерии, но и исторические принципы районирования, когда динамические характеристики режима вертикальных движений служат главными признаками разделения областей. В этой же монографии впервые была дана подробная характеристика типов складчатости на всей площади региона и составлена карта морфологических типов складчатости, хотя специальные вопросы происхождения складчатости и условия образования тектонических деформаций не рассматривались.

Интерес к проблемам геологии Кавказа не только не снимался, а пожалуй продолжал возрастать, становясь более углубленным. Во второй половине 70-х годов появляется целый ряд обобщений. Подводятся итоги детальных работ по стратиграфии различных комплексов отложений, участвующих в строении этой складчатой области ("Геология Большого Кавказа" под редакцией Г.Д. Ажгирея [48]), структурных исследований с основным упором на изучение складчатых деформаций – "Альпийская геодинамика Большого Кавказа" В.Н. Шолпо [175]), интерпретации геофизических исследований, в первую очередь профилей ГСЗ – монография "Строения и эволюция земной коры геосинклиналей" И.А. Резанова и В.И. Шевченко [121]), завершающая большую серию статей. В то же время Большой Кавказ попадает в поле зрения и участвует в палеотектонических реконструкциях более общего плана при рассмотрении эволюции Средиземноморского подвижного пояса, преимущественно в альпийском цикле [5, 82, 155, 183]. Во всех этих обобщениях сталкиваются весьма различные подходы к проблеме развития и формирования складчатых областей – от ультрамобилистских до традиционно фиксистских с большой гаммой промежуточных и компромиссных позиций. Обсуждаются и не находят однозначного решения такие кардинальные вопросы, как соотношение явлений унаследованности и новообразования в процессе развития, механизм и движущие силы процессов деформации. Однако для подавляющего большинства исследователей, на каких бы позициях они ни стояли, характерен взгляд на развитие складчатой области, в данном случае Большого Кавказа, как на процесс, вызываемый внешними силами. Не только осадочным комплексам,

слагающим складчатую область, но и кристаллическому фундаменту, да и всей земной коре отводится пассивная роль, заключающаяся в той или иной реакции на внешние воздействия. Источники сил и движений, ответственные за формирование складчатой области, находятся за ее пределами и обусловлены каким-либо более общим глобальным процессом.

Только в работах, где выдвигается и развивается гипотеза глубинного диапиризма или адвекции, как основной движущей силы процесса развития и формирования складчатой области [23, 70, 133, 175], ведущая, решающая роль отводится внутренним объемным силам, возникающим в сложных неравновесных термодинамических условиях. Достоинства и недостатки этих различных подходов мы обсудим позже, после изложения всего нового накопленного материала, однако уже и сейчас хотелось бы отметить, что в гипотезе адвекции впервые оказались прочно связанными в единую концепцию все проявления эндогенных процессов – тектонические движения и деформации, метаморфические процессы и в значительной степени эволюция магматизма.

Прошедшие годы после публикации этих обобщений характеризовались нарастанием интенсивности геологических исследований, что нашло отражение в проведении симпозиумов, посвященных проблемам геодинамики Кавказа, и в публикациях материалов этих симпозиумов [47, 49, 116, 153]. Надо сказать, что позиции разных школ исследователей не сближались, разногласия и принципиальные различия подходов в трактовке одних и тех же фактов остаются и по сей день. Это позволяет думать, что новое обобщение накопленных материалов в настоящий момент вполне своевременно и актуально. При этом авторам представляется, что вновь основное внимание следует уделять складчатым деформациям, поскольку именно здесь появился новый фактический материал, позволяющий еще раз проверить и сопоставить различные подходы к проблеме складкообразования и в более общем плане – к проблеме формирования складчатой области в целом.

Новые данные касаются более детальных исследований осевой зоны восточной половины Большого Кавказа в высокогорных районах Дагестана, а также ядер инверсионных антиклиниориев, как на Восточном, так и на Центральном Кавказе (Сванетия), где удается проследить соотношение деформаций осадочного комплекса с подстилающими породами, которые следует относить к фундаменту. Детально была изучена складчатость периклиналей Большого Кавказа и на Северо-Западном и на Юго-Восточном Кавказе, появились новые данные о сочленении Большого Кавказа с передовым Предкавказским прогибом в области Дагестанского клина. Все это существенно дополняет представления о структуре Большого Кавказа и позволяет на новом уровне рассмотреть условия происхождения складчатых деформаций. К тому же более детальный анализ различных типов разрывных деформаций дает возможность понять взаимосвязь развития складчатости и разрывов во времени и пространстве, оценить общие условия напряженного состояния в различных частях складчатой области.

Другой причиной, побудившей авторов сосредоточить свое внимание на складчатости, послужило то, что в последние годы интерес к проблеме складкообразования незаслуженно снизился. В 50-х – начале 60-х годов появилось большое число обобщающих работ, основанных на разных принципах классификаций складчатости [8, 18, 30, 149]. Проблема казалось бы была близка к своему разрешению, количество публикаций, посвященных специально складкообразованию, в последнее время значительно снизилось, а принципиальные разногласия во взглядах на происхождение тектонических деформаций и складчатости в том числе, так и остались. И существенного прогресса в подходах к решению этого вопроса как будто не видно.

Существует несколько причин этого явления. С одной стороны, массовое увлечение идеями неомобилизма, и в первую очередь концепцией тектоники плит, где процессы деформации осадочного чехла отодвигаются на задний план, а все сложнейшие процессы деформации находят иллюзорное объяснение в термине "скучивание", получившем неоправданно широкое распространение. С другой – как будто бы исчерпал себя прямолинейный механический подход к интерпретации тектонических деформаций, основанный на постулатах физики твердого тела, механике сплошных сред и связанных с этим методах моделирования. Такой "геологический сопромат" оказался слишком упрощенным инструментом для описания сложных неравномерных деформаций, возникающих в неоднородной, причем регулярно и иерархически неоднородной, реальной среде, каковой являются геологические тела и осадочные комплексы пород в первую очередь. Хотя в трактовке и понимании частных деформаций и особенно мелких деформаций отдельных слоев, зерен, образования разных структурных форм различными тектонофизическими школами достигнуты на этом пути определенные успехи, до понимания общих условий деформации и возникновения складчатой области все еще довольно далеко. Очевидно, требуется разработка каких-то принципиально новых подходов, основанных на физике неоднородных сред, учитывающих развитие процессов деформации в неравновесных термодинамических условиях. Реальный существенный прогресс в понимании процесса деформации в природных условиях может возникнуть только тогда, когда будет в разумных пределах усложнена модель и изменены начальные условия деформации, более адекватно отражающие природную обстановку. Первые подступы к такому подходу уже намечаются, и думается, что это открывает пути для нового этапа исследования проблемы складкообразования [54].

Так или иначе складчатые деформации независимо от того, насколько сконцентрировано на них внимание исследователей, были и остаются одним из важнейших проявлений эндогенных процессов. Более того, можно считать, что они являются очень чувствительным и определенным индикатором интенсивности процесса тектогенеза, позволяющим зарегистрировать его изменчивость в пространстве и во времени.

Работа над текстом книги распределялась следующим образом. Введение, заключение, глава II написаны В.Н. Шолпо; главы I и V – Е.А. Рого-

жинным; главы III и IV – совместно Е.А. Рогожиным и В.Н. Шолпо; главы VI – Е.А. Рогожиным (первый раздел) и М.А. Гончаровым.

При подготовке монографии авторы обсуждали различные вопросы геологии Кавказа и проблемы развития и формирования складчатых областей со своими коллегами М.Е. Артемьевым, В.А. Галкиным, К.Б. Сеславинским, М.Л. Соминым, Н.Б. Лебедевой, В.А. Талицким, М.Н. Шапиро, всем им авторы приносят глубокую благодарность. Рукопись была подготовлена к печати при помощи и поддержке Г.Н. Квятковской, техническая подготовка текста и графики выполнены В.А. Николаичевой, М.К. Жигулевцевой, С.Н. Мишиной и И.Н. Макаровой. Авторы выражают им свою искреннюю признательность.

На протяжении многих лет авторы работали под руководством В.В. Белоусова, в научной деятельности которого исследование проблемы складкообразования всегда занимало важное место. А проблемы геологии Кавказа, где В.В. Белоусов проводил геологическую съемку еще с начала 30-х годов, неизменно интересовали его до конца жизни. Основные аспекты затрагиваемых проблем и новые полевые наблюдения, приводимые в книге, неоднократно обсуждались с ним, в острых дискуссиях вырабатывались принципы новых подходов к проблеме. К сожалению, рукопись была подготовлена к печати уже после смерти Владимира Владимировича. Авторы считают своим долгом посвятить эту работу памяти своего учителя.

Глава I

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАБЛЮДЕНИЙ

Изучение на новом этапе складчатой структуры Большого Кавказа было связано с тем, что накопленный в предыдущие годы фактический материал, полученный при специальных структурных исследованиях, не охватывал полностью многих важных регионов этой области [175]. Недостаточно были охарактеризованы периклинальные погружения Большого Кавказа, ряд районов в зоне полной складчатости южного склона, западное продолжение Сванетского антиклиниория в бассейнах рек Кодори и Гумиста. Кроме того, после детального картирования, проведенного Д.И. Пановым и А.И. Гущиным [63, 110], появилась возможность значительно детализировать наблюдения в некоторых районах осевой зоны Восточного Кавказа, а также собрать структурные данные в местах воздымания шарнира мегантиклиниория в бассейнах рек Алань, Стори и Асса, где обнажаются самые нижние части альпийского комплекса осадков.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ, СОСТАВЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И КАРТ

Методика сбора фактического материала и соответствующая камеральная обработка их результатов была достаточно обычной при такого рода работах [172]. И хотя она описывалась в предыдущих работах, есть смысл кратко повторить главные особенности используемых методов. Целью полевых работ было получение детальных материалов по морфологии складчатости и разрывных дислокаций в основном в осадочных толщах. Одной из главных задач исследований было выяснение закономерностей распространения на площади различных морфологических типов складок. Как и прежде [175], эти задачи выполнялись методом пересечений вкрест простирания изучаемой складчатой системы по долинам крупнейших рек и составлением структурно-геологических разрезов. В некоторых случаях такие пересечения дополнялись картированием отдельных участков.

Расположение пересечений определялось возможностями наблюдений. По каждому пересечению документировались как особенности строения складок разных размеров (а также пространственное положение их элементов), так и мелкие формы складчатости, кливаж, разлинзование, плойчатость и др. Там, где крупные складчатые дислокации не

прослеживаются или видны лишь их фрагменты, фиксировалось положение моноклинально залегающих пакетов пород или этих фрагментов. Особенно большое внимание уделялось определению положения подошвы и кровли пластов и прослеживанию опорных маркирующих горизонтов. Отмечались все мелкие и крупные разрывы, специально изучались зоны региональных резломов.

Опорные точки по пересечениям ставились через каждые 100–250 м в зависимости от масштаба разреза и привязывались к карте. В такой точке зарисовывались все доступные для наблюдения элементы дислокаций. Наблюдения велись также в тех местах, где особенно четко видны какие-либо ярко выраженные нарушения. Такие участки зарисовывались особо детально. На отрезках пересечения между точками составлялся менее детальный непрерывный разрез одного из бортов долины, на котором фиксировалось положение толщ и их литологический состав. В результате весь имеющийся материал прямо в полевых условиях сводился на детальный структурно-геологический разрез масштаба 1:10000 или 1:25000 в зависимости от размеров господствующих складчатых структур. Возраст толщ в поле устанавливался по детальным государственным геологическим картам и литературным данным, по фациальным различиям и специфическому облику отдельных пачек, а позже уточнялся уже на готовых разрезах со специалистами по стратиграфии Большого Кавказа (С.Л. Афанасьевым, В.Н. Прутким, Э.А. Паниевым, Б.М. Исаевым и др.). Специально посещались и изучались места, где известны важнейшие стратиграфические контакты и угловые несогласия.

Значительно облегчило составление детальных разрезов использование материалов и разрезов предыдущих исследователей для некоторых пересечений и их частей. Для работы на Восточном и Юго-Восточном Кавказе использовались разрезы, составленные А.В. Вихертом, Н.Б. Лебедевой, В.И. Башиловым [39]; А.И. Гущиным и Д.И. Пановым [63]; А.В. Долицким [65]; В.Н. Шолпо [172, 175]; А.М. Шурыгиным [176] и др., а для работы на Северо-Западном Кавказе – материалы и разрезы Ш.А. Адамия [2], М.Г. Ломизе [97], Д.И. Панова и Н.И. Прутского [112, 117].

Линия каждого разреза обычно задавалась параллельно общему простиранию речной долины, по которой проводилось пересечение, а рельеф строился согласно рельефу одного из бортов.

Самые мелкие дислокации (размером в метры и первые десятки метров) невозможно было отразить на разрезах в силу их внemасштабности. Поэтому характерные примеры их были зафиксированы в виде зарисовок с указанием положения на основных разрезах. Особенности морфологии складок и взаимоотношения различных типов нарушений изображены на построенных разрезах. На основе этих детальных структурно-геологических разрезов, включающих в себя весь первичный фактический полевой материал по каждому пересечению, анализировались закономерности распространения типов складчатости в разных местах изученных районов, выделялись и прослеживались по простиранию структурные зоны.

На разрезах выделены границы различных по литологическому сос-

таву пачек (толщ), и там, где имеются данные, эти выделенные линии достраиваются (с некоторой долей условности) в "воздух" и на глубину, чтобы подчеркнуть форму крупных складок. При достраивании структур учитывались данные о форме и особенностях строения складок разных порядков: углы наклона крыльев и размеры элементов складок, сведения о мощностях пачек (толщ) и об изменении этих мощностей как структурном — в разных частях складчатых структур, так и в стратиграфическом — в разных частях района по латерали. Учитывались также данные о крупных разрывах и амплитудах смещений пород в их крыльях.

Анализ формы складок только в поперечном сечении, на разрезах не может дать полной картины структурного строения районов исследований. Чтобы составить пространственное представление о взаимоотношениях конкретных дислокаций разных порядков и зональности морфологических разновидностей складчатости, необходимы площадные наблюдения. В связи с этим были проведены работы по полевому картированию отдельных, наиболее сложных участков. Кроме того, весь структурный материал был сведен на карты морфологических типов складчатости для каждого изученного района.

Таким образом, конечным результатом полевых исследований явилось составление структурных и тектонических карт и сводных, генерализованных структурно-геологических разрезов, на которых показаны материалы районирования территории по типу складчатости и которые дают возможность составить пространственное представление о размещении разных морфологических типов складчатости.

МЕТОДИКА КАЧЕСТВЕННОГО И КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Основным материалом, на котором строятся современные гипотезы по проблеме происхождения складчатости, являются детальные структурно-геологические разрезы и карты складчатых зон, а также зарисовки отдельных складок. Первым этапом обработки этих материалов обычно является районирование по морфологическим типам складчатости. Затем исследователи устанавливают главные кинематические типы складчатости и в конце концов дают те или иные заключения о возможном ее генезисе.

Уже на первом этапе такого исследования приходится сталкиваться со значительными трудностями. До настоящего времени нет удовлетворительной классификации геосинклинальной складчатости по морфологическому признаку. В.В. Белоусов дал четкие признаки голоморфного (полного) и идиоморфного (прерывистого) типов складчатости [21, 24], поэтому разделение складчатых деформаций на геосинклинальные и платформенные не составляет труда. Несложно также установить принад-

лежность серий коробчатых, сундучных, корыто- и гребневидных складок к промежуточному морфологическому типу складчатости, который, по словам В.В. Белоусова "в той или иной мере объединяет признаки складчатости как полной, так и прерывистой" [21. С. 81]. В то же время в пределах собственно полной складчатости не разработано никаких более дробных градаций, не выяснен также набор признаков, по которым можно было бы объективно различать складчатость голоморфную и промежуточную.

Детальные структурные работы в сложноскладчатых системах показывают значительную морфологическую неоднородность геосинклинальной складчатости. Имеются участки более сложного и менее сложного строения. Обычно геолог, работающий с подобными структурами, пользуется для определения степени сложности дислокаций на отдельных участках терминами и оценками свободного пользования, такими, как "более сложная" или "менее сложная", "более интенсивная" или "менее интенсивная" складчатость и т.п. В связи с этим возникают субъективные оценки, которые часто мешают выяснить характер распределения складчатости с разной морфологией на территории складчатой системы или зоны. Отсюда большая ненадежность в определении возможного механизма формирования складчатости в пределах такой системы или зоны.

Чтобы избежать этого, некоторые исследователи предложили качественные (описательные) или полукаличественные методы оценки степени морфологической сложности складчатости. А.А. Сорский [149] и В.Н. Шолло [172] на чисто качественном уровне выделяли в пределах зоны геосинклинальной складчатости Сланцевого Дагестана ряд подзон, которые характеризовались несколько разным обликом складок. Эти морфологические разновидности складчатости голоморфного типа устанавливались в результате их подробного описания. Описательный метод, несмотря на многие положительные стороны, остается субъективным и не дает четких критериев для сравнения полученных результатов в разных местах.

А.В. Вихерт [37] предложил методы построения морфологической классификации в численных статистических мерах структуры. Главными критериями "интенсивности складчатости" он считает избыточную длину слоев, смятых в складки, по отношению к их горизонтальной проекции (λ) и относительную частоту антиклиналей на единицу длины (v). Путем замеров, вычислений и сопоставления этих величин удалось провести разделение промежуточной и полной складчатостей. Тем не менее для достаточно детальных исследований, например для разделения разновидностей в зонах перехода от промежуточной к полной складчатости, эти оценки не вполне подходят. Действительно, исследования А.В. Вихерта показали, что "переход от полной к промежуточной складчатости в значениях показателей интенсивности деформации характеризуется непрерывностью, плавностью и наличием общих для обеих складчатостей четко выраженных тенденций..." [37. С. 85]. Поэтому в полученных им значениях показателей λ и v отмечается значительное перекрытие величин, характеризующих ту и другую складчатость [37. Табл. 4], что не

позволяет достаточно четко их разделять. Видимо, двух взятых признаков для этого недостаточно. Сложно также выделять морфологические разновидности собственно голоморфной складчатости, поскольку графический метод сопоставления величин λ и v , принятый в этой методике, не слишком нагляден.

В исследованиях Е.А. Рогожина и Ф.Л. Яковлева [134] проведена оценка степени морфологической сложности (м.с.) по принципу формализации структурных данных. Этот принцип дает возможность сопоставлять полученные оценки на разных участках одного и того же структурно-геологического разреза, по разным разрезам и даже по разным районам.

Изучение литературы по структурной геологии позволило отобрать те структурные признаки, по которым суммарная оценка может быть достаточной для отнесения складчатости, отображенной на каком-либо структурном разрезе, к полному или промежуточному типу или к какой-либо средней градации непрерывного ряда ее морфологических разновидностей. Некоторые из признаков позаимствованы у других авторов, которые в своих работах обосновывали целесообразность их применения при структурном анализе. Так, А.В. Вихерт [37], Е.И. Паталаха [114] считают крайне важной оценку углов падения пород на крыльях складок. При оценке м.с. этот признак несколько видоизменен: оценивается угол при вершине (в замке) складки, В.В. Белоусов обращает особое внимание на соотношение формы антиклиналей и синклиналей [21]. Многие авторы при описании сложно дислоцированных толщ выясняли "вес" таких факторов, как вергентность и кливаж [55, 77, 115]. Другие структурные признаки были введены авторами методики впервые.

Каждый из признаков характеризует количественно какую-либо одну сторону морфологии складчатости на определенном участке. Суммарный учет всех признаков позволяет оценить степень морфологической сложности складчатости, т.е. обобщенную качественно-количественную характеристику, охватывающую все существенные стороны пликативной деформированности толщ на детальном и среднем масштабных уровнях.

Принимая во внимание непрерывность и постепенный характер перехода от складчатости полной к промежуточной, эти две разновидности были приняты в качестве двух крайних точек отсчета. Та и другая были описаны по семи структурным признакам, причем первой присвоена максимальная возможная оценка 1,0 (при соответствии всех семи признаков этому типу складчатости), а второй — минимальная — 0 (при соответствии всех семи признаков промежуточному типу складчатости). Эти крайние оценки, конечно, следует считать идеальными и в природе почти не встречающимися. Каждый из признаков оценен в 0,1, а для особо значимых установлена оценка 0,2. Выбор признаков и их оценка производились эксперты путем с привлечением специалистов и учебных пособий по геотектонике и структурной геологии [8, 21, 24, 30, 37, 77, 92, 114, 139, 164, 190, 194, 195, 199].

К особо значимым признакам отнесены следующие:

1. Угол при вершине складки. Складки с углами до 90° тяготеют к

полной складчатости, а больше 90° – к промежуточной. Оценка этого признака – 0,2.

2. Подобие формы антиклиналей и синклиналей. Если они подобны, то это признак полной складчатости, если их форма различается, то это признак промежуточной складчатости. Оценка – 0,2.

3. Наличие кливажа. Если кливаж есть, то это признак полной складчатости, если нет, то – промежуточной. Оценка – 0,2.

Прочие признаки следующие:

4. Соотношение ширины крыльев и замка складок. Для полной складчатости характерны узкие замки и широкие крылья, для промежуточной – наоборот – широкие замки и узкие крылья, или равные по ширине замки и крылья. Оценка – 0,1.

5. Углы падения осевых поверхностей складок. Для полной складчатости характерны углы от 0 до 90° , могут быть также углы от 270 до 180° (ныряющие складки). Для промежуточной складчатости обычны углы от 60 до 90° . Оценка – 0,1.

6. Количество мелких осложняющих складок (высоких порядков) по отношению к количеству крупных складок (низких порядков). Если мелких осложняющих складок много больше, чем крупных, то это признак полной складчатости, если количество их сопоставимо или мелких меньше, чем крупных, то – промежуточной. Оценка – 0,1.

Следует особо отметить, что анализ складчатости как по описательному методу, так и по предложенным признакам проводится в основном среди сравнительно мелких складок (III и IV порядков)¹.

7. Положение зеркала складчатости. Для промежуточной складчатости характерно субгоризонтальное его положение, а для полной – как горизонтальное, так и наклонное. Оценка – 0,1.

Признаки 5 и 7 отличаются от остальных некоторой особенностью. По признаку 5 в интервале углов падения осевых поверхностей складок от 60° до 90° нет различий между складчатостью полной и промежуточной, так как и для той и для другой может быть характерно субвертикальное положение осевых поверхностей. Пологое или ныряющее их положение (углы падения от 0 до 60° или соответственно от 270 до 360°) характерно только для полной складчатости. Поэтому в первом случае по этому признаку может быть дана лишь половинная оценка (0,05), а во втором – высшая (0,1). Ни в коем случае не может быть оценка 0.

Похожая картина наблюдается в отношении оценки по признаку 7. Если положение зеркала складчатости наклонное, то это характерно

¹ Т.е. тех складок, которые можно непосредственно наблюдать в полевых маршрутах. В целом для изученных складчатых систем уверенно выделяются четыре порядка складок по размеру. К I порядку относятся складки с шириной и высотой до десятка километров и протяженностью в первые сотни километров. Они соразмерны с целыми складчатыми сооружениями – антиклиниориями и синклиниориями. Высота и ширина складок II порядка – первые километры, протяженность – первые десятки километров. Для III порядка эти величины составляют соответственно первые сотни метров и первые километры. Размеры складок IV порядка измеряются метрами и десятками (до первой сотни) метров.

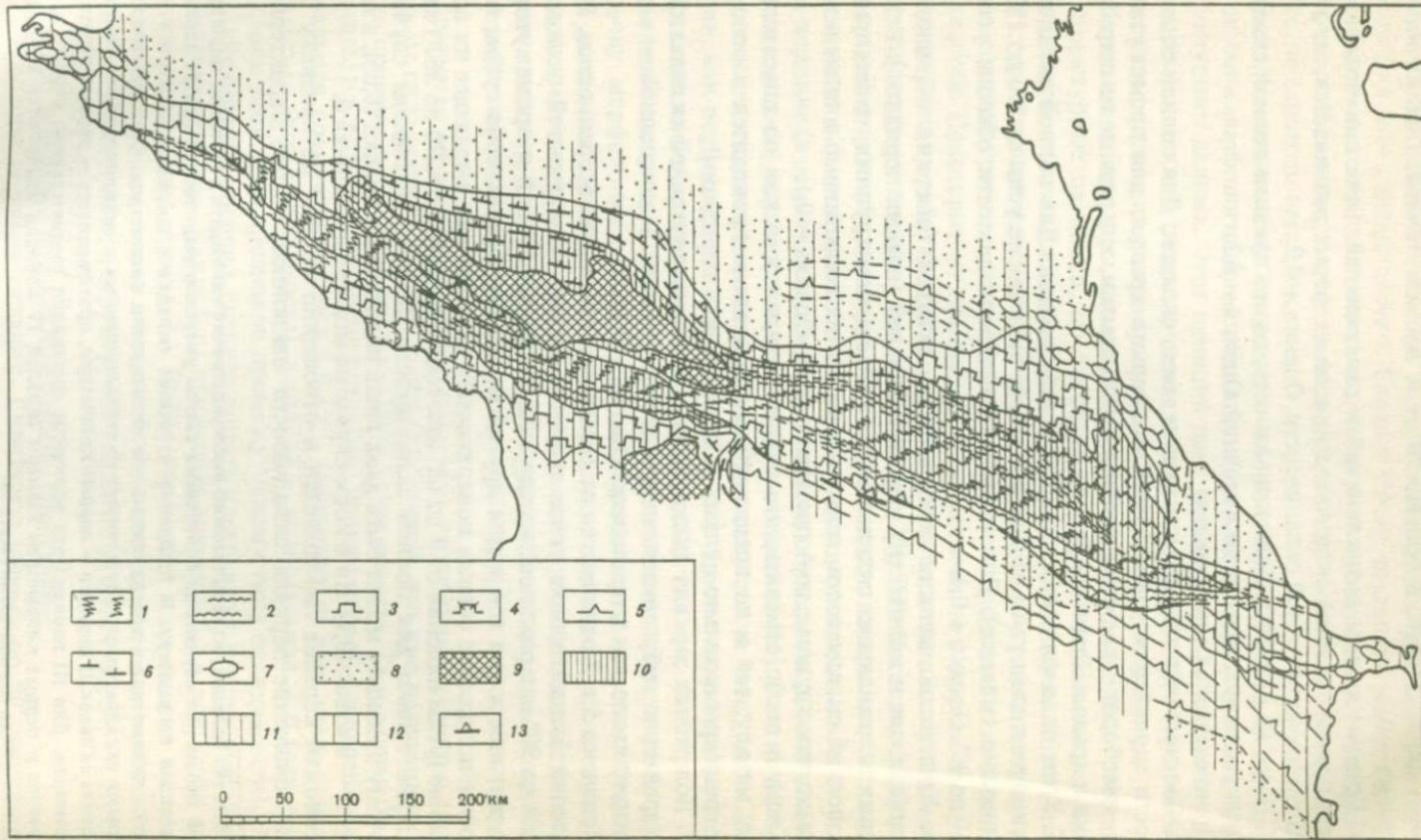


Рис. 1. Схема морфологических типов складчатости Большого Кавказа (по [149, 175]).

1-7 — морфологические разновидности складчатости: 1 — изоклинальные и узко-скатые, 2 — дугообразные, 3 — сундучные, коробчатые и корытовидные, 4 — сундучные с осложнениями, 5 — гребневидные, 6 — моноклинали, 7 — брахискладки и купола; 8 — наложенные новейшие впадины; 9 — выходы кристаллических пород доальпийского комплекса; 10-12 — толщи: 10 — нижне-среднеюрские "сланцевого ядра" мегантиклиниория, 11 — верхнеюрско-миоценовые, 12 — плиоцен-четвертичные; 13 — чешуйчато-надвиговые структуры

только для полной складчатости. В этом случае дается высшая оценка (0,1). Если же положение зеркала складчатости субгоризонтальное, то различить по этому признаку полную и промежуточную складчатость нельзя, так как и в том и в другом случае может быть такое его положение. Поэтому дается половинная оценка (0,05), а нулевая по этому признаку вообще невозможна.

В силу особенностей признаков 5 и 7 суммарная оценка морфологической сложности складчатости по всем семи признакам реально никогда не может быть равна нулю. Минимальная возможная оценка 0,1.

Для того, чтобы выявить неоднородности морфологии складчатости, необходимо имеющиеся структурно-геологические разрезы разбить на участки¹, оценить складки на этих участках по предложенным признакам, а затем уже сопоставить между собой всю массу этих участков по всем разрезам.

В основу выделения участков положены следующие принципы: 1) участки должны быть соразмерны по протяженности, различия их длины не превышают 2-3 раза; 2) в пределах каждого участка морфология складчатости должна быть сравнительно однородна; 3) границы между соседними участками проводятся в местах заметного изменения морфологии складчатости.

Таким образом, выделение участков требует предварительной качественной оценки морфологических разновидностей складчатости на исследуемом геологическом разрезе. Быстрое изменение морфологии складчатости вкрест простирации складчатых зон, а также наличие значительного количества природных ограничений в виде разломов, естественно, определяют границы таких участков.

На всех выделенных участках складчатость оценивается по каждому из семи признаков с целью выяснения ее принадлежности к тому или иному типу. Обычно оценка сводится к ответу на вопрос: соответствует ли складчатость на таком-то участке по данному структурному признакуциальному морфологическому типу? Ответ может быть сформулирован как: "да", "нет", "не известно". Если форма складок по признаку определяется как соответствующая полной складчатости (первый случай), то участок оценивается высшей возможной оценкой 0,1 (или 0,2 у особо важных признаков), если промежуточной (второй случай), то — низшей

¹ В структурной геологии метаморфических толщ такие участки принято называть доменами [55, 179].

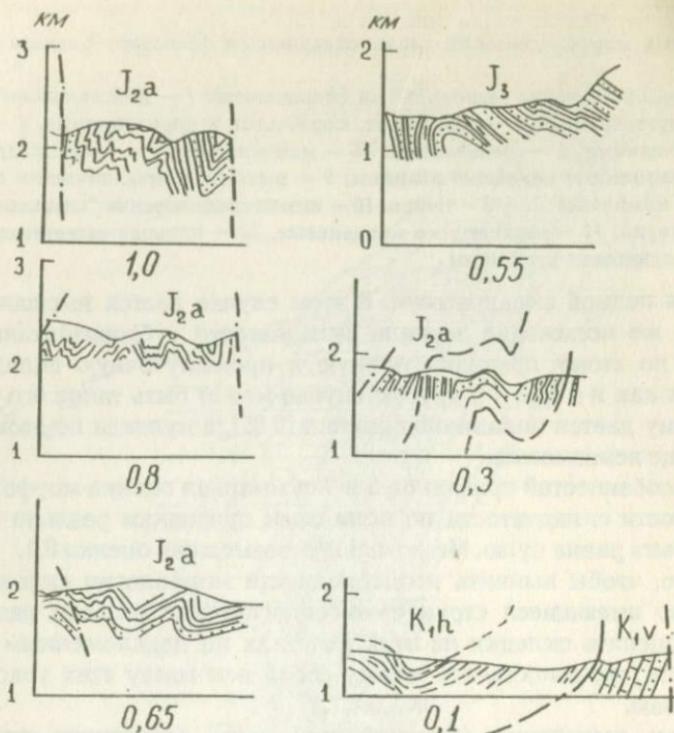


Рис. 2 Соотношение оценки морфологической сложности (м.с.) и морфологии складчатости на отдельных участках структурно-геологических разрезов Тфанского антиклиниория Большого Кавказа

(0). Когда нет уверенности в полной принадлежности по признаку или на участке присутствуют складки с морфологией, соответствующей и тому и другому типу (третий случай), ставится половинная оценка (соответственно 0,05 или 0,1). В результате каждый выделенный участок получает ряд оценок по каждому признаку и может быть произведена суммарная оценка.

Оценка характеризует степень соответствия мелких складок (III и IV порядков) на каждом выделенном участке по морфологии голоморфному типу складчатости. Причем голоморфный тип (максимальная оценка 1,0) и промежуточный тип (минимальная оценка 0,1) складчастости характеризуется непрерывностью, плавностью взаимных переходов, как на это указывал А.В. Вихерт, и принимаются за две крайние точки постепенного ряда морфологических разновидностей. Оценка всех выделенных на каждом структурно-геологическом разрезе участков позволяет проследить и представить в количественном виде площадную неоднородность формы мелких складок путем интерполяции полученных величин по всем имеющимся разрезам.

Получаемые оценки степени морфологической сложности складчатости, ее градации при желании можно параллелизовать с ранее приме-

нявшимися качественными оценками интенсивности складчатости, возможно, более привычными для широкого круга геологов. Наиболее высокие значения м.с. (0,8–1,0) в общем соответствуют зоне наиболее тесно сжатых изоклинальных и килевидных складок (рис. 1, рис. 2), средние значения м.с. (0,6–0,7) можно соотнести с зоной менее интенсивной линейной складчатости, сравнительно низкие значения оценки (0,3–0,5) примерно соответствуют зонам дугообразных и гребневидных складок, а совсем низкие (0,1–0,2) соотносятся с зоной коробчатых складок и флексур.

Напрашивается также сравнение предлагаемых в настоящей работе оценок м.с. и тектонофаций Е.И. Паталахи [114]. Складчатость с оценками м.с. 0,1–0,25 и 0,3–0,4 приблизительно соответствует III и IV тектонофациям эпизоны, а складчатость с оценками 0,6–0,7 и 0,75–1,0 может быть соотнесена с V и VII тектонофациями мезозоны. Однако следует иметь в виду, что эти параллели очень условны, поскольку в основу выделения градаций в этих систематиках положены разные принципы: у нас морфологический, а у Е.И. Паталахи – термодинамический и генетический.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИИ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ПОРОД НА СТЕПЕНЬ СЛОЖНОСТИ СКЛАДЧАТОСТИ

186-23
Вопрос о влиянии литологического состава пород на морфологические особенности развитой в них складчатости очень спорный. Во всяком случае он неизбежно возникает при обсуждениях, когда заходит речь о применении оценки степени морфологической сложности складчатости по предложенной методике. Обычно высказывается мнение, что особенности состава и характера переслаивания пород практически нацело определяют стиль развитой в них складчатости [157].

В связи с этим надо отметить, что предложенная методика выявления неоднородности складчатых зон строится на анализе чисто геометрических параметров складок и их сообществ. Поэтому сама процедура оценки деформированности, а также прослеживание неоднородностей на площади никак не связаны с литологическим составом толщ и могут быть про- ведены в любых породах, лишь бы они были смяты в складки. Очевидно, сложности вызывает не сама оценка, а интерпретация ее результатов.

Рассмотрим примеры разной степени дислоцированности разных классов пород. В пределах Сланцевого Дагестана в сходных по составу и характеру переслаивания песчано-глинистых толщах нижней и средней юры общая интенсивность складчатых деформаций постепенно уменьшается с юга на север от ядра антиклиниория Бокового хребта к границе с зоной Известнякового Дагестана [172]. Здесь встречается вся гамма морфологических разновидностей складчатости от узко сжатых и изоклинальных форм на юге до коробчатых и дугообразных – на севере.

Другой пример – толщи мелового карбонатного флиша Юго-Восточно-го Кавказа. В зоне Ковдагского синклиниория напряженность складчатости изменяется по простирианию складчатой зоны. Узко сжатые складки,

опрокинутые на юг и характеризующиеся широким развитием совершенного кливажа, в восточном направлении постепенно заменяются открытыми корытovidными синклиналями, перемежающимися с узкими антиклиналями. Эти крупные складки по сравнению с более западными частями синклиниория на востоке слабо осложнены более мелкими дислокациями. Таким образом, в восточном направлении складчатость приобретает гребневидный облик, кливаж сохраняется лишь в антиклиналях, вергентность выражена в узких приразломных зонах.

В толсто-среднеслоистых известняках мелового возраста на южном склоне Северо-Западного и Центрального Кавказа (в абхазских фациях) характер складчатости также изменяется по простирианию Абхазо-Рачинской зоны. В долинах рек Мзымта и Бзыбь эти отложения смыты в коробчатые и дугообразные складки, а на востоке зоны на северном крыле Рачино-Лечхумской синклинали те же породы образуют узко сжатые сложные складки нескольких порядков, наклоненные и даже опрокинутые к югу.

Примеры можно было бы продолжать, но и так ясно, что в одних и тех же классах пород, слагающих интересующие нас зоны Большого Кавказа, в разной тектонической обстановке развита разная по интенсивности складчатость. Каждый из классов пород может порождать как интенсивные, так и сравнительно простые разновидности складчатости.

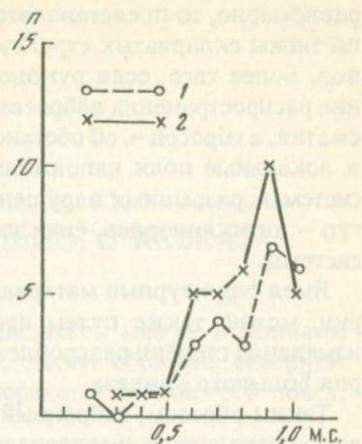
Чтобы выяснить возможность сопоставления деформаций в различных по составу и характеру переслаивания глинисто-сланцевых (аспидных), песчано-известняковых и песчано-сланцевых (флишоидных) толщах, т.е. в толщах, наиболее широко представленных в осевых зонах Большого Кавказа, сравним степень морфологической сложности для одной и той же складчатой зоны Тфансского антиклиниория, но в пределах развитых здесь формаций аспидного и флишоидного состава по отдельности.

Из качественного анализа складчатости видно, что литологические особенности осадочных пород выделенных формаций не определяют форму мелких и крупных складок. При высокой степени "сжатости" складчатости породы как флишоидных, так глинисто-сланцевых формаций деформированы одинаково сильно, а при невысокой степени – в крупных антиклиналях породы всех участвующих в разрезе формаций дислоцированы сильнее, чем в синклиналях.

Если для каждой формации отложить на одной оси графика значения оценки м.с., а по другой оси – количество участков с определенными значениями такой оценки, то полученные кривые будут характеризовать распределение участков с разной степенью м.с. с учетом литологических особенностей пород каждой формации. В результате построения такого графика (рис. 3) выяснилось, что для двух формаций (аспидной нижне-среднеалленской и флишоидной верхнеалленско-байосской) Тфанского антиклиниория, для каждой из них в отдельности графики обладают большим сходством. Максимумы и минимумы количества участков с определенными значениями м.с. приходятся на одни и те же точки. Следовательно, литологические особенности пород в этом случае действительно не имеют решающего влияния на морфологию складчатости. В то же время

Рис. 3. Гистограммы распределения количества участков с определенными значениями оценок м.с. отдельно для деформаций в породах глинисто-сланцевой (аспидной) и флишиоидной формации Тбансского антиклиниория

1, 2 — формации: 1 — флишиоидная терригенная верхнеааленского и байосского ярусов средней юры, 2 — глинисто-сланцевая (аспидная, аргиллитовая) нижнего и среднего подъярусов ааленского яруса



при преобладании в разрезе иных в механическом отношении классов пород, например толстослоистых карбонатных, вулканогенных или груботерригенных, особенности состава и характера переслаивания толщ, по-видимому, как-то сказываются на форме отдельных складок и складчатости в целом. В этом случае сопоставление особенностей дислокаций толщ разных классов проводить затруднительно, поскольку не ясно, какой вклад в деформацию вносят тектонический и литологический факторы.

В случаях, когда на территории складчатой системы представлены разные типы пород (например, в осевых зонах, на Южном склоне мегантиклиниория и в Известняковом Дагестане), авторы стараются проводить анализ морфологических особенностей складчатости по каждому из таких типов отдельно (различая терригенные и терригенно-карбонатные тонкослоистые аспидные и флишиоидные отдельно от карбонатных известняково-доломитовых), т.е. в рамках близких по литологическому составу пород. При этом особенности морфологии складчатости можно относить на счет действия неоднородных тектонических напряжений.

Применение предлагаемой методики [127, 134] и особенно в комплексе с традиционными визуальными и методикой количественной оценки интенсивности складчатости, предложенной А.В. Вихертом, дает возможность объективно анализировать геосинклинальную складчатость, выделяя ее морфологические разновидности, выяснять характер их распределения на площади складчатых зон и прослеживать особенности латеральных и вертикальных изменений складчатости с разной морфологией.

На составленных структурно-геологических разрезах отражены и разрывные нарушения разных рангов, причем сохранены реальный наклон и форма поверхностей сместителей в разрезе. Так что можно установить морфологический тип разлома (взброс, надвиг или сброс) и приблизительно оценить вертикальную и горизонтальную амплитуды смещения крыльев в плоскости, перпендикулярной поверхности сместителя. Так как разрезы пересекают территории складчатых систем сравнительно

равномерно, то представляется возможность районировать их не только по типам складчатых структур, но и по морфологическим типам разрывов. Более того, если руководствоваться тем правилом, что преобладание распространения взбросов и надвигов свидетельствует об обстановке скатия, а сбросов — об обстановке растяжения [92, 139], то можно оценить и локальные поля напряжений, обусловившие новейшие подвижки по системам разрывных нарушений в пределах крупных складчатых структур — антиклиниориев, синклиниориев и в разных частях всей складчатой системы.

Имея структурный материал по распространению разрывов на территории, можно также путем простых измерений и подсчетов определить изменение степени раздробленности среды в разных зонах мегантиклиния Большого Кавказа.

Таким образом, собранный авторами структурно-геологический материал позволяет охарактеризовать геологическую среду с разных сторон: установить морфологическую неоднородность складчатых деформаций, выявить распространение разрывов разного типа и восстановить связанные с их образованием поля напряжений, и наконец, оценить "кусковость" среды в разных зонах складчатой системы.

АЛЬПИЙСКАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Кавказский перешеек, как известно, расположен между впадинами Черного и Каспийского морей и занимает, таким образом, северную окраину восточной половины Средиземноморского альпийского пояса, протягивающегося широтно по югу Европы.

На меридиане Кавказа подвижный пояс резко сужается, расстояние между обрамляющими его платформами здесь вдвое меньше (500 км), чем восточнее, в Иране, и западнее, в Анатолии. Это обстоятельство 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 [72, 81, 102, 104, 168], относится к крупнейшим линеаментам земной коры, имеет древнее заложение и оказало существенное влияние на развитие структур этого региона в течение альпийского цикла.

В структурном и орографическом отношении Кавказский перешеек отчетливо разделяется на четыре крупные структурно-исторические зоны, имеющие продольное общекавказское простирание: Предкавказский передовой прогиб (Предкавказская равнина в рельфе), мегантиклиний Большого Кавказа (горная система Главного Кавказского хребта), Рионо-Куринский межгорный прогиб (Закавказская депрессия), глыбово-складчатое поднятие Малого Кавказа (горная система Малого Кавказа). Каждая из продольных зон делится поперечными разломами или флексурами разной протяженности на отдельные блоки. В результате почти ортогональная сеть линеаментов создает на Кавказе сложную мозаику блоков разного порядка (рис. 4).

Нас в первую очередь будет интересовать структура Большого Кавказа, который, как известно, относится к обращенным мегантиклиниориям и по своим размерам является одной из самых крупных структур на этом участке Средиземноморского пояса (большую протяженность имеет только мегантиклиний Загроса). Здесь находят свое яркое выражение и полное развитие все важнейшие черты, 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

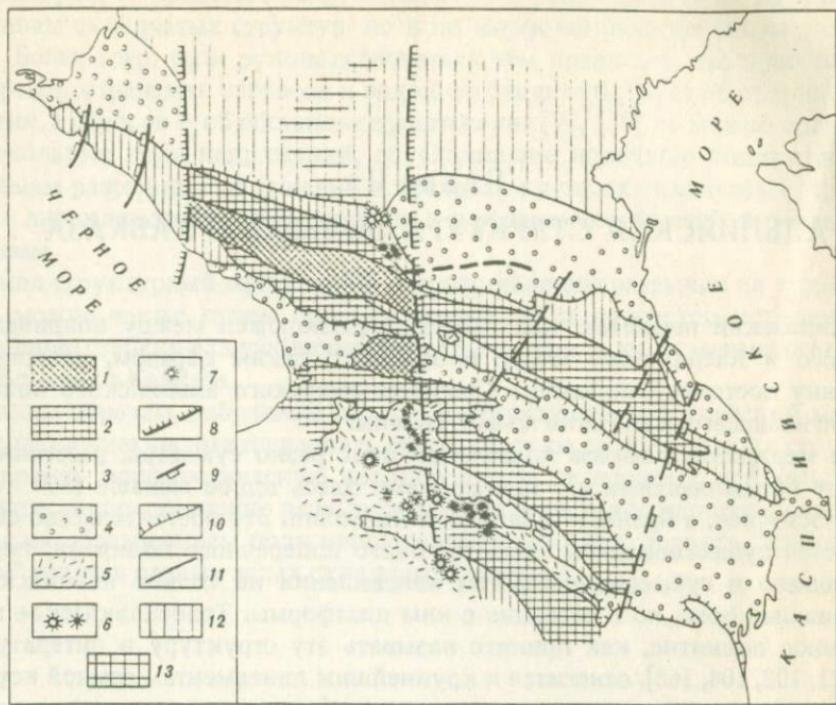


Рис. 4. Схема блоковой структуры Кавказа

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 надрегиональные (8), региональные (9); 10, 11 – границы; 10 – основных поднятий и прогибов внутри складчатой области, 11 – блоков; 12 – эпигерцинская платформа; 13 – приподнятые участки внутри нее

Кавказ оказывается обособленной и вполне завершенной единой структурой, формирование которой, естественно, связано со всей историей подвижного пояса в целом.

Мегантиклинорий Большого Кавказа протягивается на 1 200–1 300 км от Апшеронского полуострова на востоке до Таманского 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 структуру Большого Кавказа по крупным поперечным блокам, описывая в каждом случае продольную зональность и сопровождая описание

типичными структурными профилями для каждого из выделенных блоков (рис. 5, вкл.).

Разделение Большого Кавказа на поперечные блоки следующее. На меридиане горы Казбек, где мегантиклиниорий резко сужается (до 60–70 км) Большой Кавказ делится на две половины. В обеих частях вблизи погружений мегантиклиниория 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.

Блок Центрального Кавказа имеет протяженность по простиранию 300–320 км, поперечные размеры в самой широкой части 120–130 км, он характеризуется отчетливо выраженным антиклиниорным 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. Внутреннее строение этого древнего ядра мегантиклиниория чрезвычайно сложно и до сих пор не изучено достаточно детально. Так что о внутренней структуре этой зоны у нас не всегда есть ясное представление. 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 мегантиклиниория выражены в структуре крупными разломами. 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. 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 коры.

С юга древнее кристаллическое ядро Центрального Кавказа ограничено так называемым Главным Кавказским надвигом, который также представляет собой сложную систему преимущественно круtyх разломов, лишь в отдельных местах приобретающих надвиговый характер (Шавлерский надвиг или даже покров в Сванетии, на меридиане Эльбруса). Существенно, что этот шов так же, как и Пшекиш-Тырныаузская зона, отчетливо виден и в структуре, и в рельефе. Таким образом, в целом ядро мегантиклиниория представляет собой горст, высоко приподнятый над соседними зонами, образующими крылья мегантиклиниория.

Располагающаяся севернее Лабино-Малкинская зона имеет отчетливо выраженное двухъярусное строение: нижний ярус сложен интенсивно деформированными толщами нижне- и среднепалеозойского возраста, а в наиболее прогнутых частях отмечаются отложения верхнего палеозоя, верхний ярус – пологолежащими толщами мезозоя, осложненными лишь небольшими флексурами и простыми складками. Основываясь на характере деформаций и залегания именно мезозойского комплекса осадков, эту зону при структурном районировании Кавказа часто называют северокавказской моноклиналью или зоной флексур. Мы видим здесь типичные черты строения платформенных областей – метаморфизованный, интенсивно деформированный фундамент и слабо деформированный осадочный чехол, практически лишенный складчатости. Здесь, в Лабино-Малкинской зоне, оба эти яруса или структурных этажа оказались поднятыми на поверхность и благодаря этому доступны наблюдению. Лабино-Малкинская зона испытывает по простирианию погодие воздымания, которые делят ее на ряд поперечных участков.

К югу от ядра мегантиклиниория располагается складчатая зона Южного склона, образованная преимущественно осадочными толщами мезозоя. На Центральном Кавказе, на одном поперечнике с горстом зоны Главного хребта, находится наиболее приподнятый участок южного склона – Сванетский антиклиниорий, где в ядре обнажаются метаморфические породы палеозоя, окруженные аспидными сланцами нижней юры, которые интенсивно смяты в складки изоклинального и килевидного облика. Складки имеют сотни метров – до 1,5 км в поперечнике и высоту того же порядка, осевые поверхности крутые, почти вертикальные. Многочислены крутые, часто почти согласные с напластованием, разрывы. Характерной чертой структуры ядра Сванетского антиклиниория является интенсивный совершенный кливаж, пронизывающий глинистые толщи нижнеюрских осадков и ориентированный в общем параллельно осевым поверхностям складок. Более молодые – верхнелейасовые и средненеюрские отложения, обрамляющие ядро Сванетского антиклиниория, образуют более простые по форме складки: открытые, дугообразные, а дальше от ядра – и коробчатые. Но все же и здесь складчатость по типу должна быть отнесена к полной. По простирианию на восток ядро Сванетского антиклиниория погружается под расширяющуюся в этом направлении флишевую зону, и антиклиниорная в Сванетии структура южного склона сменяется синклиниорной, выполненным флишевыми толщами верхней юры и мела. Здесь, в этом флишевом синклиниории, также наблюдается интенсивная складчатость, на отдельных участках приобретающая изоклинальный облик – бассейн р. Риони. По простирианию, в восточном направлении, по мере погружения всей структуры, складчатость упрощается, становится коробчатой, хотя мелкие осложнения в виде складок более высоких порядков, мелких разрывов, типа надвигов, чрезвычайно осложняют общую структуру, придают ей чешуйчатый характер.

В западном направлении осевая зона Сванетского антиклиниория уходит под Шавлерский надвиг, по которому древние кристаллические породы ядра Центрального Кавказа смешены к югу, и нижнеюрские и

ааленские песчано-глинистые толщи, соответствующие южному крылу Сванетского антиклинория, протягиваются в междуречье Кодора и Бзыбь в виде узкой полосы, зажатой между блоком кристаллических пород на севере и полем развития вулканогенных пород байоса на юге. Внутренняя структура этой полосы, известной под названием "сланцевой зоны юры Горной Абхазии" [44], представляет собой типичную приразломную зону смятия с характерным для таких зон набором мелких структур – кливаж, будинаж, трещины, мелкие разрывы и складки [45]. По существу здесь на западном продолжении Сванетского антиклинория эта зона смятия является структурным выражением Главного Кавказского надвига.

В системе сложных интенсивных складок Южного склона преобладают устойчивое опрокидывание всех структур к югу, местами развиваются серии чешуйчатых надвигов, по которым также отмечается перемещение материала с севера на юг. Однако как в Сванетском антиклинории, 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 выделить здесь Абхазско-Рачинскую зону, характеризующуюся простыми, пологими, часто коробчатого облика складками в юрских и меловых породах. Одновременно с этим уменьшаются мощности отложений и меняется их состав.

От Закавказского (Рионо-Куринского) межгорного прогиба складчатая зона южного склона отделяется Кахетино-Лечхумским разломом, который на этом участке одновременно служит южным ограничением всего мегантиклинория. По своему внутреннему строению этот разлом представляет узкую грабен-синклиналь и тоже должен быть отнесен к шовным зонам глубокого заложения. Важно подчеркнуть, что с этой шовной зоной связано широкое развитие чешуйчатых надвигов, переходящих при возрастании амплитуды перемещения в тектонические покровы. Направление движения по этим надвигам – с севера на юг, т.е. от складчатого сооружения Большого Кавказа в сторону прилежащего межгорного Закавказского прогиба. По направлению с запада на восток амплитуда горизонтального перемещения по надвигам возрастает от 0 в бассейне Риони до 50–60 км в Кахетии [45]. Эта количественная оценка амплитуды установлена по суммарному эффекту перемещений по нескольким сближенным надвигам, в то время как по каждому из них в отдельности перемещение обычно не превышает 15 км.

К западу от бассейна Риони надвиговые и покровные структуры, осложняющие южный фланг мегантиклинория, отмечены в бассейнах рек Мзымта и Шахе и дальше на запад до г. Туапсе [28, 161], т.е. там, где вновь с прилежащим прогибом соседствует флишевый синклинорий.

Надвиги и тектонические покровы, приуроченные к южному ограничению Большого Кавказа, подчеркивают в еще большей мере характерную асимметрию мегантиклинория, его общую южную вергентность, и все

больше возрастающее опрокидывание всех структур к югу по мере продвижения от северного крыла мегантиклиниория к южному.

Блок Восточного Кавказа сочленяется с Центральным по крутой по-перечной флексуре на участке максимального сужения мегантиклиниория Большого Кавказа (60–70 км), приходящегося примерно на меридиан горы Казбек. По этой флексуре западное крыло относительно приподнято, восточное – опущено, а саму флексуру нельзя связывать с какой-то одной структурной линией на поверхности. Это в общем довольно широкая полоса (20–30 км), попадающая на междуречье Ардона и Терека на северном склоне Большого Кавказа, пересекающая мегантиклиниорий почти меридионально и характеризующаяся повышенной раздробленностью пород, наличием многочисленных разрывов как продольного, так и поперечного направления. В этой полосе происходит ступенчатое погружение всех структур к востоку. Проявления молодого четвертичного вулканизма вдоль этой флексуры позволяет предполагать здесь наличие глубокого раскола в фундаменте.

Блок Восточного Кавказа относительно опущен по этой флексуре 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 к востоку Восточный Кавказ расширяется, и в полосе поперечного поднятия, соответствующего так называемому Дагестанскому клину, 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 их комплексов пород, а также по характеру деформаций. Общее антиклиновое строение Восточного Кавказа вырисовывается столь же отчетливо, как и Центрального Кавказа. Ядро мегантиклиниория 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 лейаса развиты интенсивные складки изоклинального и килевидного облика, сопровождающиеся интенсивным кливажом, параллельным осевым поверхностям складок. И размеры складок примерно такие же, как в Сванетии: амплитуда и ширина их измеряется сотнями метров. В пределах ядра отчетливо выделяются три крупные продольные структуры: антиклиниории Бокового и Главного хребтов и разделяющий их Бежитинский грабен-синклиниорий. Эти два антиклиниория и синклиниорий, расположенный 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 антиклиниориев, а также в Бежитин-

ском грабене, сложенном этими же толщами. Упрощение складчатых форм происходит постепенно и особенно хорошо эта зональность видна на северном крыле мегантиклиниория — складки вначале становятся окружными, открытыми, а затем коробчатыми. Размеры их в поперечнике — первые километры, сотни метров.

От расположенной севернее области Известнякового Дагестана ядро мегантиклиниория отделяется крутой региональной флексурой, осложненной ступообразными складками и мелкими разрывами. Южная граница ядра мегантиклиниория на Восточном Кавказе также проходит по Главному Кавказскому надвигу, однако возраст контактирующих по этому разлому комплексов здесь иной, чем на Центральном Кавказе. Лейасовые толщи антиклиниория Главного хребта приподняты по разлому и надвинуты на флишевые верхнеюрско-меловые образования южного крыла. Надвиговый 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. Таким образом, по нашему мнению, название "Главный Кавказский надвиг" — это скорее дань традиции, чем отражение существа явления.

Из сказанного ясно, что ядро мегантиклиниория на Восточном Кавказе представляет односторонний горст с разрывными контактами на южной границе и крутой флексурой на северной. Ундуляции шарнира по простианию создают ряд поперечных поднятий и прогибов разных порядков в антиклиниориях Главного и Бокового хребтов. Приподнятым оказывается антиклиниорий Бокового хребта в западной части в том месте, где происходит сочленение по флексуре с блоком Центрального Кавказа. 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 [104, 125, 171]. Наиболее значительное поднятие Бокового хребта, где породы доальпийского фундамента максимально приближены к поверхности (глубина до фундамента не более 1 км), располагается примерно посередине блока Восточного Кавказа и отвечает осевой части поперечного поднятия Дагестанского клина.

Антиклиниорий 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.

Граница с севера с ядром мегантиклиниория область Известнякового Дагестана сложена преимущественно карбонатными породами верхней юры и мела, образующими сравнительно простые коробчатые или окруж-

лые складки, протягивающиеся по простианию 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 – "ушки", структурные ступени на крыльях, подвороты и опрокидывание крыльев. По характеру заполнения пространства эта складчатость должна быть отнесена к полной. Однако отчетливо проявленная 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 [150].

Поскольку зеркало складчатости здесь почти горизонтальное, область была названа А.А. Сорским [148] горизонтальной складчатой ступенью. По крутой флексуре Известняковый Дагестан сочленяется со складчатой ступенью Третичных предгорий, которая примыкает к Предкавказскому прогибу.

Складчатая зона южного склона на Восточном Кавказе представлена флишевым синклиниорием, который на значительном отрезке недоступен наблюдению, поскольку он погружен под молодые отложения наложенной впадины, являющейся уже частью Закавказского межгорного прогиба. Но по тем частям 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 синклиниорное строение, сильно осложненное интенсивной дисгармоничной складчатостью, резко опрокинутой к югу. Широко развиты разрывы, надвиги, образующие чешуйчатые структуры. Таким образом, характер складчатости и общий облик структуры сходен с тем, что наблюдается во флишевой зоне Центрального Кавказа.

Складчатая зона Южного склона (а значит и весь мегантиклиниорий Большого Кавказа) сочленяется с межгорным прогибом на Восточном Кавказе по резкому крутым шву, который очень отчетливо выражен и в рельефе, и в структурных соотношениях.

Здесь так же, как и западнее, в пределах Центрального Кавказа, с этой шовной зоной связано широкое развитие надвигов, амплитуда которых возрастает в направлении с запада на восток, что уже в пределах блока Юго-Восточного Кавказа приводит к образованию тектонических покровов [33, 34, 105, 176]. К сожалению, условия обнаженности, а также то обстоятельство, что значительная часть флишевой зоны в пределах Восточного Кавказа погружена под молодую депрессию, не позволяет подробно проследить закономерности надвиговых и покровных структур, осложняющих южный фланг мегантиклиниория от Кахетии до Юго-Восточного Кавказа. Но тем не менее, принципиальное сходство в строении этой полосы на протяжении всей зоны сочленения Большого Кавказа с Закавказским межгорным прогибом устанавливается достаточно ясно.

Таким образом, блоки Центрального и Восточного Кавказа 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 антиклиновом 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 – нижней частью 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 обрамляющими его прогибами делает их как бы зеркально симметричными. Лабино-Малкинская зона в свою очередь может считаться в какой-то мере аналогом региональной флексуры, разделяющей на Восточном Кавказе ядро мегантиклинория и Известняковый Дагестан. Возраст и состав отложений, слагающих эти зоны, очень сходны, одинаков тип деформаций, но Лабино-Малкинская зона занимает большее пространство по ширине, и интенсивность деформаций в ней меньше.

Сванетский антиклинорий, расположенный на опущенной по отношению к ядру мегантиклинория ступени на южном 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 [174]. Сходство и подобие 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, возникает как бы центральная симметрия или зеркальное отражение распределения складчатых зон, сложенных мезозойскими толщами, на Центральном и Восточном Кавказе. При этом в аналогичных зонах повторяется и состав отложений, и их возраст, и характер складчатых деформаций.

Блок Северо-Западного Кавказа отделяется от Центрального Кавказа зоной Пшекиш-Адлерских поперечных разломов, которая продолжается далее к северу в Предкавказье, где служит границей, разделяющей Кубанскую впадину на две части. Простирание этого блока ~200 км, ширина – 30–50 км. В его пределах можно выделить три продольные структурные зоны, которые кулисообразно подставляют соответствующие зоны Центрального Кавказа. Роль осевого поднятия в ядре мегантиклинория переходит к Гойтхскому антиклинорию, сложенному смятыми

в складки нижне- и среднеюрскими толщами. Но складки здесь значительно более простые, открытые, с меньшей степенью сжатия, чем в тех же отложениях восточнее. Здесь в юрском ядре выделяются две относительно крупные антиклинали, располагающиеся по краям общего поднятия, разделенные простой и пологой синклиналью. Интенсивность деформации и степень внутренней раздробленности пород в антиклиналях заметно больше, чем в разделяющей их синклинали. Таким образом, в целом строение этого юрского ядра на Северо-Западном Кавказе подчиняется той же закономерности (хотя она и проявляется здесь в более простых структурах), которая отмечена для Восточного Кавказа и Сванетского антиклиниория: это — двугорбое строение поднятия.

К югу от Гойтхского антиклиниория располагается Новороссийский флишевый прогиб, выполненный главным образом толщами карбонатного флиша позднеюрско-мелового возраста. В нем наблюдается интенсивная, близкая к изоклинальной, опрокинутая на юг, складчатость. Южным ограничением флишевого синклиниория 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 уже должна быть отнесена к межгорному прогибу.

Северное крыло Северо-Западного Кавказа представлено так называемой Абино-Гунайской зоной, сложенной верхнеюрско-меловыми осадками флишоидного типа. Складчатость в этой зоне имеет типично промежуточный характер: гребневидные или коробчатые антиклинали разделены пологими плоскими синклиналями, часто распадающимися на отдельные овальные мульды.

Поперечные флексуры и разрывы делят блок Северо-Западного Кавказа 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 мегантиклиниория Северо-Западного Кавказа.

Таким образом, на западной периклинали Большого Кавказа отчетливо вырисовывается взаимное положение продольных и поперечных ступеней, создающее сложную систему блоков, приподнятых на разную высоту. Каждый более восточный блок всегда приподнят относительно соседнего западного, в то время как центральный блок всегда приподнят относительно окраинных, примыкающих с севера и с юга к нему.

Другая периклиналь Большого Кавказа — Юго-Восточный Кавказ — во многом подобна только что рассмотренной. Сходны их размеры, примерно 200 км по простирианию и от 60 до 30 км по ширине, во многом сходны и структуры, образованные 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 мегантиклиниорий 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.

Антиклиниорий Бокового хребта продолжается на юго-восток в виде Тенгинско-Бешбармакского антиклиниория, а Главного хребта – в виде Тфанского антиклиниория, их разделяет Шахдагско-Хизинская синклинальная зона, соответствующая Бежитинскому грабену. Однако все зоны здесь гораздо уже и складчатость в них более простая, хотя общее веерообразное строение мегантиклиниория сохраняется. В структуре Тфанского антиклиниория также отмечается отчетливо выраженное двугорбое строение: две антиклинали, приуроченные к краевым частям поднятия, разделены относительно более простой синклиналью. В антиклиналях наблюдается более сложная мелкая складчатость, кливаж. При продолжении на восток нижне- и среднеюрские породы ядра Тфанского антиклиниория погружаются, и на их продолжении можно видеть более спокойную гребневидную складчатость в верхнеюрских и меловых отложениях.

Существенно, что на Юго-Восточном Кавказе выступает на первый план ступенчатое строение этой области в целом [39, 105, 176]. Каждая продольная структурная зона отделена разрывами от соседних и приподнята или опущена относительно их. 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-Восточный Кавказ на ряд поперечных ступеней, опускающихся на восток в сторону Каспийского моря. Осевая зона мегантиклиниория почти под прямым углом подходит к береговой линии Каспия несколько севернее Апшерона, а складчатые ступени южного крыла продолжаются и на Апшеронском полуострове в более молодых отложениях.

В целом Большой Кавказ имеет сложное блоковое строение, причем его западная половина относительно более приподнята и отличается сравнительно менее мощным чехлом осадочных отложений, чем восточная. Внутренняя раздробленность восточной части Большого Кавказа меньше, чем западной, а ограничения, отделяющие горное сооружение от соседних прогибов, на востоке выражены более резко и имеют большую контрастность, чем на западе.

Основные особенности общей структуры Большого Кавказа и в первую очередь его поперечное расчленение находят отражение и в структуре обрамляющих его прогибов – передовом Предкавказском и межгорном Рионо-Куринском. Как и мегантиклиниорий Большого Кавказа, прогибы

разделены поперечными поднятиями, лежащими в полосе Транскавказского поперечника, на две части. Ставропольский склон делит Предкавказский прогиб на Кубанский прогиб на западе и Терско-Каспийский на востоке. Дзиурульский массив отделяет Рионскую часть межгорного прогиба от расположенного восточнее Куринского. В обоих случаях восточные части прогибов, Терско-Каспийский и Куринский, оказываются более обширными по площади и более прогнутыми, чем западные – Кубанский и Рионский. На относительно приподнятых участках осадочный чехол мезозойских и кайнозойских отложений практически недеформирован, в то время, как в наиболее погруженных зонах прогибов наблюдается складчатость, преимущественно гребневидного облика, обусловленная нагнетанием пластичных толщ по зонам разломов. В ряде случаев складчатость в осадочном чехле прогибов приурочена к краевым зонам складчатых поднятий Большого и Малого Кавказа, и связана с блоковыми движениями фундамента.

Таким образом, структура обрамляющих Большой Кавказ прогибов подчеркивает и повторяет общую организацию структуры мегантиклиниория – восточная половина не только Большого Кавказа, но и всего Кавказского перешейка оказывается более прогнутой, чем западная. Неравномерность деформаций складчатого чехла, проявленных слабо в прогибах, все-таки и здесь характеризует автономность этих деформаций, их независимость от того, что происходит в соседних зонах.

Кратко рассмотрев современную структуру Большого Кавказа и прилегающих территорий, можно сделать некоторые выводы. Как было показано, блоковое строение мегантиклиниория Большого Кавказа – одна из главных определяющих черт его структуры. При этом существенно, что составляющие его блоки чрезвычайно сильно различаются по составу слагающих их пород, по степени метаморфизма и по типу и характеру деформаций в осадочных толщах. Но тем не менее примечательно, что несмотря на такую гетерогенность составляющих Большой Кавказ блоков, общее антиклиниорное строение его сохраняется на всем протяжении, во всех сечениях. Крайне разнородные по своей предыстории и внутреннему строению блоки земной коры оказались спаянными в мегантиклиниории Большого Кавказа в единую упорядоченную структуру, сформировавшуюся на протяжении альпийского цикла развития.

Восточная половина мегантиклиниория относительно опущена, и центральную осевую зону здесь занимают блоки, сложенные нижней частью альпийского комплекса осадков. К югу и к северу от осевой зоны поверхность соседних блоков сложена средней частью альпийского комплекса осадочных толщ (флишевая зона Южного склона, Известняковый Дагестан). В западной половине мегантиклиниория осевая зона занята блоком, где обнажается доальпийский фундамент. В блоках к северу и к югу от этой центральной зоны нижнеальпийские осадки играют главную роль (Лабино-Малкинская зона, Сванетия), а толщи, относящиеся к средней части альпийского комплекса, слагают уже только крылья мегантиклиниория и получают широкое развитие только в соседних зонах за пределами собственно мегантиклиниория на Закавказском срединном массиве и

на Скифской плите. Таким образом, ось альпийской структуры смешена на Центральном Кавказе к югу по сравнению с Восточным и не совпадает здесь с главной осью мегантиклиниория. Этим здесь еще больше подчеркивается общая асимметрия структуры мегантиклиниория – широкое и пологое северное крыло и крутое, узкое – южное.

Важно и интересно распределение разных типов складчатых деформаций в общей структуре мегантиклиниория. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в типичной геосинклинальной области не так уж широко развита интенсивная полная складчатость изоклинального облика, которая как раз и считается типичной геосинклинальной. На это обращалось внимание и раньше [20, 148]. В структуре Большого Кавказа килевидная и лишь в отдельных случаях типично изоклинальная складчатость занимает всего 20% площади, а вместе с открытыми дугообразными складками – 38%.

Области с развитием килевидных складок приурочены главным образом к наиболее высоко приподнятым блокам, где обнажается нижняя часть альпийского комплекса осадков. Это – центральная, осевая, часть Восточного Кавказа и Сванетский антиклиниорий. Кроме того, тесно сжатая килевидная складчатость развита в некоторых участках флишевого синклиниория, и опять же там, где на поверхности выведены нижние части флишевого разреза.

По мере удаления от осевой части мегантиклиниория как вкрест простирации, на крылья, так и по простирианию, к периклиналям, складчатые формы упрощаются. Вначале появляются складки промежуточного типа, а затем и прерывистого. Приуроченность наибольшей интенсивности деформаций к осевой зоне мегантиклиниория и постепенное ослабление деформированности осадков по мере удаления от нее – чрезвычайно важное обстоятельство, которое следует учитывать при попытке понять механизм формирования складчатости. Важно также проследить изменение характера деформаций при переходе от одного типа складчатости к другому, в особенности важно понять закономерности таких изменений по простирианию.

Характеризуя складчатую структуру мегантиклиниория в целом, следует отметить, что деформации в нижнем–нижне-среднеюрском комплексе осадков более интенсивны, чем в толщах среднеальпийского комплекса – верхнеюрско-мелового. Хотя в обоих структурно-исторических комплексах или этажах присутствует весь набор различных по типу складок, но в нижнем относительно большую роль играют зоны полной складчатости, в то время как в среднем доля площади, занятая этими типами складчатости, сравнительно невелика и приурочена в основном к флишевой зоне Южного склона.

Таким образом, современная структура Большого Кавказа при всей сложности и неоднородности его внутреннего строения, обнаруживает очень упорядоченную и закономерную картину, в которой сочетаются блоковые и складчатые деформации.

Основные закономерности, которые представляются существенными для понимания сформированной в альпийском геотектоническом цикле

структуры и которые необходимо учитывать, обсуждая возможные пути становления этой структуры, сводятся к следующему. Мегантиклиниорий Большого Кавказа четко разделен на две половины: западную и восточную, причем в западной ось альпийского складчатого сооружения смещена к югу относительно оси самого мегантиклиниория, в то время как в восточной половине эти оси совпадают. Наряду с тем, что западная половина Большого Кавказа относительно приподнята по сравнению с восточной, роль складчатых деформированных зон с типично геосинклинальной складчатостью альпийского возраста здесь относительно меньше, чем на востоке. Важной закономерностью общей структуры мегантиклиниория является его ярко выраженная южная вергентность, которая проявляется не только в опрокидывании на юг складок в полосе, прилежащей к южному крылу мегантиклиниория, но и в широком развитии надвигов и покровов вдоль южного края зоны Южного склона.

Необходимо еще раз подчеркнуть правильную упорядоченную картину распределения складчатых деформаций на площади. Уже здесь стоит заметить, что характер распределения складчатых деформаций на площади, а именно упрощение складчатых форм к периферии области и наибольшая интенсивность их в осевой зоне мегантиклиниория, серьезно затрудняют попытки связать формирование складчатости с горизонтальным сжатием всей складчатой области. Во всяком случае, ни в структуре самого мегантиклиниория, ни в структуре окружающих его областей мы не видим тех жестких упоров, которые могли бы, сближаясь, дать наблюдаемую картину распределения морфологических типов складчатости. Везде, кроме пожалуй, южного обрамления зоны Главного хребта на Центральном Кавказе, складчатость в альпийских осадках возле жестких стабильных блоков оказывается более простой, чем при удалении от них.

СТРУКТУРА ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Фактические данные по детальной структуре отдельных участков зоны развития полной складчатости Большого Кавказа были в последние годы существенно дополнены специальными полевыми исследованиями, проводившимися во всех сегментах мегантиклинория. В пределах Восточного Кавказа эти исследования касаются в первую очередь участков воздымания шарниров антиклиниориев Главного и Бокового хребтов, где на поверхности обнажаются самые древние горизонты альпийского комплекса осадков (бассейны рек Стори и Алазань на южном склоне и бассейн р. Асса – на северном, а также междуречье рек Аварское и Андийское Койсу). На южном склоне Восточного Кавказа детальные исследования проведены в его юго-восточной части. На Центральном Кавказе структурные исследования были сосредоточены в области западного погружения Сванетского антиклиниория – в бассейнах рек Кодори и Гумиста, а также в Гагрско-Джавской зоне южного склона. Особое внимание уделено исследованиям в зонах полной складчатости в пределах юго-восточной и северо-западной периклиналей мегантиклинория, которые связаны с центральными осевыми ступенями в их пределах, выраженными антиклиниориями – Тфандским на востоке, Гойтхским – на западе.

Этот фактический материал не просто заполняет имевшиеся пробелы в представлениях о структуре зоны полной складчатости и конкретных данных о морфологии складок, но в значительной мере позволяет по-новому подойти к решению вопросов об условиях формирования складчатости, ответить на те вопросы, которые прежде оставались спорными или просто не имели ответа. Поэтому эти фактические данные имеют принципиальное значение и авторы считают необходимым уделить им особое внимание.

СТРУКТУРА ОСЕВОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА И СЛАНЦЕВЫЙ ДАГЕСТАН

Складчатые деформации Восточного Кавказа специально изучались, начиная со второй половины 50-х годов, и результаты этих работ опубликованы [148, 49, 172, 175]. Однако в последние годы появились новые данные о структуре и характере складчатости этой части Кавказа, основанные на детальных стратиграфических исследованиях нижней и средней юры и значительно дополняющие и уточняющие прежние представления. Наши наблюдения в отдельных местах этой обширной области также

позволяют дополнить известные данные новым фактическим материалом о характере деформаций в низах нижнеюрского разреза.

В пределах осевой зоны Восточного Кавказа, образованной комплексами песчано-сланцевых пород нижней и средней юры, установлена отчетливо выраженная продольная зональность складчатости по морфологии, подчеркивающая упорядоченное и закономерное строение ядра мегантиклинория. Вкрест простирация с севера на юг выделяются следующие зоны морфологических типов складок: моноклиналь, осложненная флексурами; коробчатые складки, открытые дугообразные складки, килевидные и изоклинальные складки (рис. 6, вкл.). Эти зоны образуют северное крыло и ядро мегантиклинория. На южном крыле выделяется зона опрокинутых килевидных складок, которая, однако, не может быть прослежена вдоль всего простирания мегантиклинория, поскольку в западной части Восточного Кавказа она опущена на значительную глубину. В результате этого со среднелейасовыми породами осевой зоны в Кахетии непосредственно контактируют четвертичные образования наложенной Алазанской впадины.

Осевая зона Восточного Кавказа построена, таким образом, асимметрично: северное крыло – широкое, относительно пологое с зонами разных по морфологии складок, южное крыло – крутое, сильно сжатое, раздавленное. Эта зональность и принципиальные черты строения в северной части осевой зоны подтверждаются и новыми данными А.И. Гущина и Д.И. Панова [63], полученными при изучении стратиграфии лейаса.

В зоне флексур наблюдаются широкие участки пологого, иногда даже горизонтального залегания пластов, чередующиеся с узкими участками крутого падения на смыкающихся крыльях флексур. Амплитуда каждой флексуры не превышает нескольких десятков метров, редко достигает сотни метров. В целом же эта зона выглядит как ряд ступеней, поднимающихся к югу, в сторону ядра мегантиклинория, и общая амплитуда подъема составляет в центральной части Сланцевого Дагестана примерно 1000 м. Зону флексур можно рассматривать как моноклиналь, отделяющую Сланцевый Дагестан от расположенной севернее и лежащей гипсометрически ниже складчатой ступени Известнякового Дагестана. Ширина зоны флексур изменяется по простиранию от 20 км в центральной части по оси Дагестанского клина (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: моноклиналь осложнена несколькими ступообразными изгибами, иногда сопровождающимися разрывами, с локальными дисгармоничными складками вблизи них. По мере сужения зоны флексур к западу и к востоку от бассейна р. Аварское Койсу внутреннее строение ее становится проще. И, наконец, на крайнем западе и на востоке Восточного Кавказа зона флексур превращается в относительно просто построенное крутое крыло антиклинальной складки, по которому происходит сочленение приподнятой осевой зоны мегантиклинория со ступенью северного склона. На западе по р. Чанты-Аргун и р. Тереку моноклиналь опрокинута к северу, и пласти оказывается в перевернутом залегании.

В зоне коробчатых складок снова наблюдаются широкие участки пологого, иногда горизонтального залегания пластов на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей, разделенные полосами крутого залегания пластов на крыльях. Естественно, что падение пластов на крыльях обращено в разные стороны, то к югу, то к северу, при изменении углов падения от 40 до 70°. Амплитуды складок достигают 500–600 м. Ширина складок вкрест простирации измеряется первыми километрами, в отдельных случаях достигает 7–8 км. Зона коробчатых складок занимает очень широкую площадь на востоке области (Мугринский антиклиниорий) и постепенно сужается к западу, практически выклиниваясь в междууречье Аргуна и Ассы. Складки, объединенные по морфологическому признаку в зону коробчатых складок, обнаруживают большое разнообразие форм, причем это происходит закономерно – с юго-востока на северо-запад вдоль общего простирации зоны складки постепенно усложняются. На востоке, в пределах Мугринского антиклиниория, наблюдаются типичные коробчатые складки, не затушеванные никакими осложнениями. Западнее, в бассейне р. Аварское Койсу, мелкие осложняющие дисгармоничные складки и разрывы развиты настолько сильно, что коробчатый облик крупных складок первого порядка иногда устанавливается с трудом. Кроме того, в каждом сечении наблюдается усложнение складок и вкрест простирации складчатой области – с северо-востока к юго-западу. Эти изменения в морфологии складок тесно связаны с изменениями литологического состава деформированных толщ – чем более неоднороден разрез и более тонкое переслаивание глинистых и песчанистых слоев, тем больше мелких дисгармоничных осложнений в крупных коробчатых складках.

Южнее и юго-западнее протягивается зона открытых дугообразных складок, представляющая собой переход от коробчатых складок со сравнительно слабой интенсивностью деформаций к интенсивным складкам ядра мегантиклиниория. В этой зоне углы падения пластов на крыльях составляют преимущественно 50–60° и связаны плавными перегибами в округлых замках. Амплитуда складок достигает нескольких сотен метров, а местами – до 800–1000 м. Изменяется и ширина складок, при этом наблюдается определенная закономерность: при большей ширине зоны вкрест простирации размеры заполняющих ее складок уменьшаются, в местах сужения зоны складки увеличиваются по ширине и высоте. Наибольшей ширины (15–18 км) эта зона достигает в центральной части Сланцевого Дагестана, в бассейне р. Кара-Койсу, 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 отпущенное как бы одинаковое количество вертикальных перемещений пластов, и при большой ширине зоны оно реализуется во многих складках, а при меньшей – в одной–двух. А облик и форма складок во всех случаях остаются подобными.

Центральную часть осевой зоны мегантиклиниория, его ядро образует зона килевидных и изоклинальных складок, где степень деформированности пород оказывается наибольшей. По северному краю эта зона от-

делена от остальных зон северного крыла крупным региональным разломом, который А.И. Гущин и Д.И. Панов [63] предложили называть Ларско-Кособским. Разлом носит характер взбросо-надвига. В складках этой зоны в замках отмечаются резкие перегибы пластов, иногда просто изломы. Углы падения на крыльях близки к вертикальным, иногда наблюдается опрокидывание крыльев и перевернутое залегание, но обычно углы падения не меньше 70°. Амплитуда складок часто превышает 1000 м, а ширина изменяется в пределах от первых сотен метров до нескольких километров. В изменении ширины складок в этой зоне можно уловить, хотя и менее определенно, ту же закономерность, что 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 изоклинальных и килевидных складок ядра мегантиклиниория 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 изоклинальных складок ориентировка кливажа почти совпадает с напластованием, а в тех местах, где отсутствуют или почти отсутствуют песчаники, оказывается трудно найти поверхности напластования, поскольку кроме кливажа в таких обнажениях обычно не видно никаких плоско-параллельных поверхностей.

Зона изоклинальных и килевидных складок Восточного Кавказа, как уже упоминалось выше, в центральной части (от р. Терек до бассейна р. Кара-Койсу) разделена на три структурные единицы, которые определяют облик общей структуры ядра мегантиклиниория. Это горст-антеклиниорий Бокового и Главного хребтов и Бежитинский грабен-синклиниорий между ними. Изоклинальная складчатость в этих структурах образует ясно выраженный веер с опрокидыванием к северу на северном крае ядра мегантиклиниория и к югу — на южном, причем опрокидывание на юг выражено более резко. Для этой зоны характерно интенсивное развитие многочисленных разрывов, многие из которых ориентированы близко параллельно напластованию и имеют характер послойных срывов. Это приводит к тому, что во многих местах структура в поперечном сечении имеет чешуйчатый характер и представляет собой серию пластин, последовательно с севера на юг надвинутых или взброшенных одна на другую. Это побудило А.И. Гущина и Д.И. Панова усомниться в антиклиниорной структуре Бокового хребта и поставить слово антиклиниорий в кавычки [63]. Такой очень сложный и напряженный характер деформаций действительно очень сильно затушевывает общую структуру, однако антиклиниорная структура Бокового хребта проступает довольно отчетливо во многих сечениях, в том числе и на структурных профилях авторов [63]. Это видно в междуречье Аварского и Андийского Койсу, в верховьях р. Чанты-Аргун и в бассейне р. Асса. Надо сказать, что такие места как правило связаны с ундуляциями шарнира антиклиниория Бокового хребта и приурочены к его воздыманиям, о чем речь пойдет ниже.

Антиклиниорная структура таких воздыманий шарнира Бокового хребта хорошо читается и на геологической карте А.И. Гущина и Д.И. Панова, где среднелейасовый комплекс разделен на отдельные литологически различающиеся свиты.

В центральной части Восточного Кавказа, в междуречье Кара-Койсу и Андийское Койсу, площадь развития зоны изоклинальных складок имеет наибольшую ширину (30–40 км). При продолжении на запад северный край антиклиниория Бокового хребта срезается Ларско-Кособским разломом, и аспидные сланцы среднего лейаса образуют здесь одну крупную антиклинальную складку, близкую к изоклинальной по облику, опрокинутую к северу. Эта складка может быть прослежена на запад до ущелья р. Терек, и прямо на ее простирации располагается Дарьальский гранитный массив. Однако поскольку в лейасовых отложениях преобладают сланцы и есть места, где совершенно отсутствуют песчаные прослой, замок этой антиклинали видеть не удается, в этих случаях наблюдается так называемая ложная моноклиналь. Но все же на отдельных участках отчетливо виден перегиб пластов в замке этой антиклинали, который позволяет проследить ее ось по простирации. Такой замок установлен по ущелью р. Гакко, притоку р. Андийское Койсу, в верховьях р. Аргун, на перевале Качу [173]. До верховьев р. Чанты-Аргун в антиклинали Бокового хребта сохраняется опрокидывание к северу, в верховьях р. Асса осевая поверхность ее становится вертикальной, а в бассейне р. Терек, по его притокам Армхи и Шондон, в той же антиклинали наблюдается опрокидывание на юг.

Из-за плохой обнаженности труднее выявить общую структуру антиклиниория Главного хребта, невозможно проследить по простирации морфологию отдельных складок. Но в каждом поперечном сечении видно, что резко опрокинутые близкие по облику к изоклинальным складки сохраняются на всем его протяжении. В местах воздымания шарниров, так же как и в Боковом хребте, общее антиклиниорное строение регистрируется достаточно уверенно.

В Бежитинском грабен-синклиниории интенсивность складчатости снижается по сравнению с таковой в Боковом и Главном хребтах. Доля открытых дугообразных складок здесь больше, чем килевидных, а изоклинальные формы складок редки, преобладают углы наклона крыльев 50–60°. Менее выражен здесь и кливаж.

Осевая зона мегантиклиниория на Восточном Кавказе, как уже упоминалось раньше, испытывает вдоль простирания ряд ундуляций шарнира, в результате чего она представляет собой как бы ряд куполов, выстраивающихся вдоль общего простирания Большого Кавказа и составляющих единую антиклиниорную зону. Надо заметить, что эти куполовидные воздымания шарнира хорошо видны на геологической карте А.И. Гущина и Д.И. Панова [63], хотя сами авторы и не подчеркивают в тексте эту особенность структуры Бокового хребта. Горст-антиклиниорий Бокового хребта приподнят в своей крайней западной части, в районе Военно-Грузинской дороги, возле поперечной флексуры, по которой происходит сочленение Восточного Кавказа с Центральным и где аспидные сланцы

нижней части юрского разреза непосредственно ложатся на палеозойские граниты Дарьяльского массива. Сам Дарьяльский массив имеет в плане форму вытянутой линзы, а аспидные сланцы конформно облекают его. К востоку от бассейна р. Терек происходит погружение ядра антиклино-рия Бокового хребта, и в верховьях р. Кистинка (правый приток Терека) в аспидных сланцах, переслаивающихся здесь с кварцитами, можно наблюдать периклиналь, соответствующую этому погружению.

Восточнее, в верховьях р. Асса, отмечается воздымание шарнира антиклино-рия Бокового хребта. На поверхности здесь также оказывается нижняя часть альпийского осадочного комплекса, представленная пластами кварцитов с прослойками сланцев. На внутренней структуре этого куполовидного поднятия мы остановимся подробнее дальше.

Еще восточнее, в верховьях бассейна р. Андийское Койсу и в западной части бассейна р. Аварское Койсу, располагается наиболее обширное поднятие ядра Бокового хребта. Доальпийский фундамент остается здесь погруженным на значительную глубину – до 1 км, но по сравнению с соседними к западу и к востоку участками он относительно приподнят. Структурно это поднятие выражено в резком наклоне шарниров продольных складок – до 60–70°. Такие круто наклоненные к востоку замки складок отчетливо видны вдоль выемки дороги по ущелью р. Джурмут (правый составляющий приток р. Аварское Койсу). Кроме того, это воздымание в Боковом хребте располагается на одном поперечном сечении с таким же поднятием в антиклино-рии Главного хребта, в верховьях рек Стори, Лапота и Алазань. Вместе эти поднятия соответствуют крупному поперечному перегибу Восточного Кавказа, известному как Дагестанский клин.

Крайнее восточное воздымание мегантиклино-рия расположено в средней части бассейна р. Самур и ее притока – р. Ахтычай. Антиклино-рий Бокового хребта, постепенно погружающийся к востоку от поднятия Дагестанского клина, в бассейнах рек Кара-Койсу и Казикумухское Койсу, оказывается сложенным на поверхности толщами верхнего лейаса, а здесь в этом восточном поднятии вновь обнажаются аспидные сланцы среднего лейаса.

Эти ундуляции шарнира мегантиклино-рия подтверждаются как структурными данными, так и независимо от них данными по металлогенезу [31, 32] и геоморфологии [135].

Теперь необходимо остановиться на новых структурных наблюдениях в области воздыманий шарнира мегантиклино-рия, где можно видеть самые нижние горизонты комплекса альпийских осадков.

Ущелье Стори на южном склоне восточной части Большого Кавказа пересекает в своем среднем течении ядро антиклино-рия Главного хребта, сложенного аспидно-сланцевой формацией нижнего и среднего лейаса, нижнюю часть разреза которой составляют пачки кварцитов. В пределах Восточного Кавказа основание нижнеюрского разреза, сложенное кварцитами, нигде в таком объеме не обнажается, поэтому разрез по ущелью Стори представляет уникальную возможность наблюдать с достаточной детальностью структуру нижней части доинверсионного комплекса осадков (рис. 7, вкл.).

Ширина выхода кварцитов в поперечном сечении по ущелью р. Стори составляет примерно 4 км, с севера и с юга кварциты обрамлены полосами аспидных сланцев, которые имеют субвертикальные разломные контакты с ядром. В поле это — зоны шириной в первые сотни метров (200–300 м — северный разлом и до 500 м — южный), где все породы брекчированы, разваликованы, и в раздробленном виде в равной мере присутствуют как фрагменты кварцитов, так и аспидных сланцев. Характерно, что обе зоны разлома (как северная, так и южная), ограничивающие кварцитовое ядро антиклиниория, сильно ожелезнены, и в поле издали выделяются интенсивным ржаво-рыжим цветом, маркирующим ориентировку разломов в скальных, почти вертикальных стенах ущелья на всю его глубину. Северная зона круто наклонна к югу, южная к северу, что определяет общую веерообразную структуру ядра.

Пачки кварцитов внутри выхода их на поверхность разбиты многочисленными мелкими разломами субвертикальной ориентировки и интенсивно будинированы. Крупные линзы достигают 7–8 м в длину при ширине в утолщенной части 2–2,5 м. В этих условиях трудно выявить поверхности напластования и установить первичную структуру кварцитового ядра. Вся толща несет следы интенсивного горизонтального давления и растяжения в вертикальном направлении. Но тем не менее при том, что следы напластования фрагментарны или уничтожены деформацией совсем, общая структура ядра обнаруживает определенную упорядоченность и даже симметрию. Ориентировка мелких разрывов, осложняющих ядро, и длинных осей будин создает ту же веерообразную структуру, которую подчеркивают краевые разрывы, отделяющие ядро от сланцевой толщи. В осевой части ядра эти линейные элементы ориентированы вертикально, а к краевым частям они становятся наклонными: на южном крыле — к северу, а на северном — к югу. Сливные плотные кварциты разделены зонами или пачками кварц-сериицитовых сланцев, ориентировка которых согласна с преобладающим наклоном длинных осей будин и разрывов. Частота таких зон рассланцевания нарастает от краев выхода кварцитов к центру, и если в краевых частях это отдельно встречающиеся сланцевые пакеты мощностью до 1 м, то по мере продвижения к осевой части выхода кварцитов зоны таких сланцев возрастают в числе, и в их повторяемости появляется некоторая ритмичность (через 2–3 м). Общая ориентировка зон рассланцевания согласна с преобладающим наклоном разрывов и ориентировкой будин в кварцитах. Постепенно общий южный наклон всей толщи сменяется вертикальным, и на этом участке частота выходов кварц-сериицитовых сланцев оказывается наибольшей. А затем после пересечения центральной части массива кварцитов наклон становится крутым северным, а зоны рассланцевания постепенно встречаются все более редко и наконец исчезают из разреза совсем.

Таким образом, наблюдается определенная симметрия структуры выхода пачки кварцитов, дающих веерообразное разваливание ориентировки будин, разломов и тех остатков от слоистости, которые удается увидеть по обе стороны от центральной части выхода.

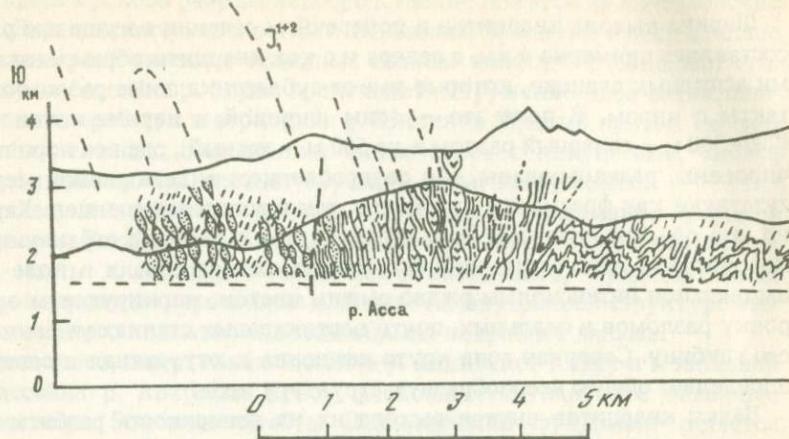


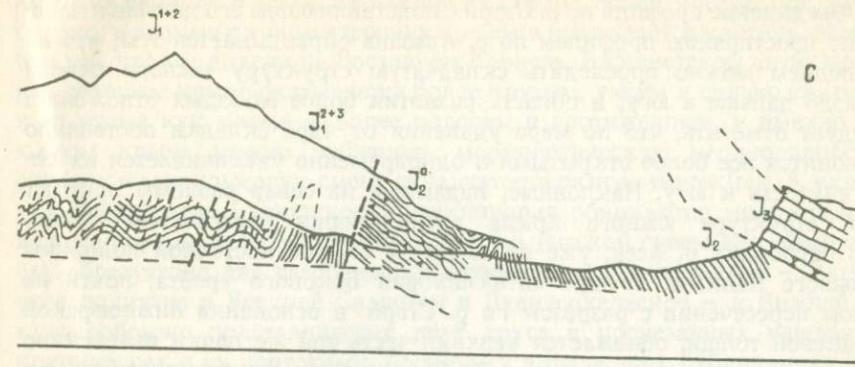
Рис. 8. Структурно-геологический разрез через антиклиниорий Бокового хребта по ущелью р. Асса

Симметрия подчеркивается также тем, что и с юга выход кварцитов ограничен мощной (до 0,5 км по ширине) зоной разлома, отмеченной сильным ожелезнением, обогренностью пород, зонами брекчирования и растирания, круто наклоненными к северу. В пачках кварцитов при приближении к этому разлому появляются отдельные прослои черных аспидных сланцев, развалцованные, раздавленные и залегающие в соответствии с общим крутым падением всех пачек на север. За зоной разлома южнее кварциты больше не появляются, толщи лейаса представлены чистыми черными аспидными сланцами, лишь местами включающими полосчатые пачки переслаивания с тонкими слоями алевролитов. Именно в этих пачках удается увидеть мелкую килевидную и изоклинальную складчатость (ширина замков до 1 м и первые метры), опрокинутую к югу, а местами с крутым (до 60°) наклоном шарниров на восток.

Аспидно-сланцевая толща на южном крыле имеет выход шириной около 1,5 км, т.е. несколько шире, чем к северу от полосы кварцитов. По разлому интенсивно раздавленная аспидно-сланцевая толща срезается, и дальше к югу, в ущелье Стори, выходят нормальные песчано-сланцевые толщи верхнего лейаса и вулканогенные пачки средней юры (?), образующие обычную для южного склона Большого Кавказа опрокинутую на юг складчатость.

Таким образом, в ущелье р. Стори удается увидеть не только строение наиболее древних толщ юрского альпийского комплекса осадков, но и их обрамление. Характерно, что все границы между разными комплексами пород тектонические, что отмечено субвертикальными зонами разломов большей или меньшей мощности, подчеркивающими в то же время веерообразное строение всей структуры.

Вся вместе структура осевой зоны антиклиниория Главного хребта в ущелье р. Стори выглядит как типичное ядро выжимания, где интенсив-



ное субвертикальное растяжение пород, их развалцованные и раздавленные не оставляют следов от прежней складчатой структуры, если она присутствовала там раньше. Однако существование в центральной части выхода кварцитов зоны вертикальной ориентировки всех линейных элементов и общая симметрия строения позволяют думать, что выход кварцитов соответствует ядру крупной антиклинали, которая и составляет осевую зону антиклиниория Главного хребта.

Ширина выхода кварцитов в сечении по ущелью Стори, как уже говорилось, составляет примерно 4 км, но это не значит, что мощность пакета можно считать равной половине этого расстояния, т.е. около 2 км. Исключительная деформированность, раздавленность пород не позволяет вообще говорить о первичных мощностях. К тому же в зонах рассланцевания, чередующихся с пакетами будинированных кварцитов, может быть замаскирована и скрыта изоклинальная складчатость, которая впоследствии была раздавлена и превращена во вторичные псевдомоноклинали.

К сожалению, обнаженность южного склона не позволяет достаточно надежно проследить выходы кварцитов от ущелья Стори по простиранию. К западу, в верховьях Алазани в труднодоступном хребте Спероза, известен выход подобных же кварцитов, и лишь условно можно считать, что он надстраивает разрез ущелья Стори (см. рис. 7). К востоку, ни по р. Дидхеви, ни по р. Лопоте, подобные породы не встречаются — толщи лейаса представлены только аспидными сланцами с линзами мраморов. Можно считать, что выход кварцитов по р. Стори довольно ограничен по простиранию и вряд ли превышает по протяженности 10–12 км (расстояние по простиранию между ущельями Стори и Алазань). Так что, скорее всего, его следует рассматривать как несколько вытянутое, куполовидное вздутие осевой зоны антиклиниория Главного хребта. Это подчеркивают и крутые наклоны к востоку шарниров мелких складок в ущелье Стори. Тогда естественно полагать, что осевая часть, наибольшее воздымание купола, располагается западнее ущелья Стори.

Объединение профиля по р. Стори с подставляющим его дальше к западу по простиранию профилем по р. Алаазань оправдывается тем, что на последнем можно проследить складчатую структуру южного склона гораздо дальше к югу, в область развития более молодых отложений. Следует отметить, что по мере удаления от ядра складки постепенно становятся все более открытыми и одновременно увеличивается их опрокинутость к югу. Наклонные, падающие на север разломы придают всей структуре южного крыла антиклиниория чешуйчатый облик.

В верховьях р. Асса, уже на северном склоне восточной половины Большого Кавказа, в ядре антиклиниория Бокового хребта, почти на одном пересечении с разрезом по р. Стори, в основании нижнеюрской сланцевой толщи, обнажается верхняя часть той же пачки интенсивно будинированных кварцитов (рис. 8). Однако здесь они переслаиваются с пакетами черных сланцев, и поэтому можно быть уверенными, что цепочки будин отмечают ориентировку прежних пластов. Ядро и здесь отделено разрывом от преимущественно сланцевой толщи, причем в этом разрезе, в отличие от Стори, не видно веерообразного разваливания ядра, и разрыв, ограничивающий его с севера, круто падает на юг и дискордантен к пластам, круто наклоненным на север. За пределами толщи кварцитов на северном крыле участок шириной около 2 км интенсивно деформирован, все толщи раздавлены и не обнаруживают следов замков складок. Такой деформации здесь подверглась аспидно-сланцевая толща, не содержащая кварцитов. Разлинованные дайки диабазов Казбекского дайкового пояса трассируют крутое падение всей пачки. Кливаж при общем падении всех слоев к северу круто наклонен на юг, причем, постепенно уменьшаясь в интенсивности к северу, он охватывает все пространство выхода среднего лейаса, не изменяя своей ориентировки.

Здесь, по мере удаления от ядра, в разрезе появляются складки, постепенно упрощающиеся от ядра к крылу, с юга на север.

Схематический разрез по р. Асса повторяет те же основные характерные черты, которые мы видим по р. Стори — самые нижние части разреза нижней юры подвергались наиболее интенсивным деформациям, приведшим к сплошному будинированию пластов и исчезновению первичных поверхностей напластования.

СВАНЕТСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

В блоке Центрального Кавказа Сванетский антиклиниорий занимает северную часть складчатой системы южного склона и на своей северной границе примыкает непосредственно к кристаллическому блоку метаморфических пород доальпийских комплексов, слагающих здесь ядро мегантиклиниория. Однако осевая часть альпийской структуры приурочена именно к Сванетскому антиклиниорию и оказывается, таким образом, смещенной к югу по отношению к оси всего мегантиклиниория в целом. Эта южная вергентность подчеркивается и всем обликом общей структуры Сванетского антиклиниория — в ней ясно выражена общая опрокинутость к югу, в связи с чем преобладают северные падения пластов на

крыльях складок и такой же наклон их осевых поверхностей. При этом, однако, в асимметричном строении крыльев наблюдается картина, обратная той, что мы видели на Восточном Кавказе. В Сванетском антиклино-рии северное крыло оказывается более крутым, узким и сильно сжатым, в то время как южное – более пологим и протяженным, и именно на южном крыле можно наблюдать морфологическую неоднородность, складок и закономерную смену складчатости разных типов (рис. 9, вкл.).

В осевой зоне Сванетского антиклино-рия обнажаются метаморфизо-ванные породы палеозоя (так называемой дизской свиты или комплек-са), образующие два разобщенных антиклинальных поднятия – Ингур-ское поднятие в Верхней Сванетии и Цхенисцхальское – в Нижней, – кулисообразно подставляющих друг друга и прорезанных ущельями крупных рек и их притоками. Поскольку в последних публикациях [71, 137] видна тенденция акцентировать внимание на большом значении разломов и представить общую структуру дизского комплекса как серию чешуйчатых пакетов, важно подчеркнуть, что выходы палеозоя образуют именно антиклинальные поднятия. На детальном структурном профиле В.Г. Казьмина и И.М. Сборщикова [71], составленном по ущелью р. Ингу-ри, отчетливо видно общее антиклино-рное строение выхода палеозоя в Верхней Сванетии, осложненное чешуйчатым строением крыльев. Что же касается северной вергентности в палеозое Ингурского поднятия, противоположной тому, что наблюдается в юре, то она выражена вполне опреде-ленно, хотя и незначительно. По данным тех же исследователей, углы наклона к югу пластов и осевых поверхностей складок составляют 60–70° [137], причем это наблюдается только в той части разреза, которая обнажена вдоль уреза воды р. Ингури и ее притоков. Гипсометрически выше, на водоразделе поперечного хребта, протягивающегося от горы Штавлер к горе Кира, углы наклона ближе к вертикальным. То же самое можно наблюдать и на водоразделе Сванетского хребта, на восточном окончании выхода палеозоя в Ингурском поднятии. Северная вергент-ность здесь выражена значительно меньше опрокидывания толщ к югу, которое наблюдается в более южном Цхенисцхальском поднятии. Так что общая структура палеозойских выходов вовсе не противоречит общей структуре всего Сванетского антиклино-рия с его преимущественно южной вергентностью, она только подчеркивает веерообразное дивер-гентное строение ядра с преобладанием южной вергентности.

Выходы палеозоя повсюду обрамляются сланцевыми толщами лейаса. Контакты этих комплексов большей частью тектонические из-за резкого различия физических и реологических свойств пород, их составляющих. Но все же в целом ряде мест отмечается ненарушенное разрывами взаимоотношение этих толщ. Во всех этих случаях отчетливо устанавливается наличие базальных конгломератов в основании юры и трангрессивное наложение юрских толщ на разные горизонты дизской серии [143, 145]. Однако и это обстоятельство, хотя и затушевывает, но не скрывает антикли-ниорного строения всей структуры Сванетского антиклино-рия, общего для всех слагающих его комплексов.

На обоих крыльях антиклино-рия на некотором удалении от ядра

согласно с его общим простиранием протягиваются крупные синклинальные складки, соизмеримые по своим размерам с антиклинальными поднятиями в ядре. Северная синклиналь представляет собой западное окончание флишевого Чиаурского синклиниория, выполненного толщами верхней юры и нижнего мела, и представлена узкой, сильно сжатой опрокинутой к югу складкой со сложным внутренним строением. Южная синклиналь выражена в структуре не столь отчетливо, но все же достаточно определенно вырисовывается по цепочке обширных пятен байосских вулканогенных толщ, расположенных в поле развития лейаса. Эта южная синклиналь имеет гораздо более простое строение, чем северная, более пологие углы наклона слоев на крыльях и значительно меньше внутренних осложнений.

Северное крыло Сванетского антиклиниория, сложенное сланцевыми толщами лейаса, как уже упоминалось, крутое, узкое, сильно сжатое и опрокинуто к югу. Ширина его изменяется от 12 км в восточной части до 3 км на западе. Складчатость в сплошных сланцевых толщах удается наблюдать и регистрировать только в восточных сечениях, где расплощивание крыла не достигло крайней степени, и от складок сохраняются отчетливо видимые замки. Это видно в ущелье притока р. Ингури Ласиль и восточнее. Здесь сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса образуют серию тесно сжатых небольших складок, близких по облику к изоклинальным, поперечные размеры их составляют десятки, иногда первые сотни метров. Все складки опрокинуты незначительно к югу, осевые поверхности их наклонены на север под углами 60–70°, и такую же ориентировку имеет интенсивный совершенный кливаж. Поскольку падение слоев на крыльях очень близко по ориентировке к падению осевых поверхностей и кливажа, это сильно затрудняет наблюдение складок. Вполне определенно регистрировать складки можно только в нижней и в верхней части разреза лейаса, где большое количество песчаников позволяет отличать падение слоев от кливажа. В чисто же сланцевой толще отчетливо видны только отдельные замки складок и их фрагменты, разобщенные и погруженные в сплошную кливажированную сланцевую массу. Это создает впечатление так называемой ложной моноклинали. В дополнение к этому эта сложная структура разбита многочисленными разрывами, падение которых почти совпадает с ориентированной кливажем и падения слоев. Такие разрывы, имеющие характер пологих срывов, отмечаются зонами интенсивного окварцевания и окжелезнения пород.

При продолжении на запад по мере сужения ширины выхода нижнего и среднего лейаса фрагменты раздавленных складок распознаются все труднее, хотя нет сомнений в том, что и здесь мы наблюдаем ложную моноклиналь, но более интенсивно раздавленную.

К северу от выходов среднего лейаса в более песчанистых толщах верхнего лейаса наблюдается крутая наклоненная на север моноклиналь, практически лишенная кливажа, благодаря чему слоистость регистрируется вполне определенно. Эта моноклиналь представляет собой продольную флексуру на крыле мегантиклиниория, подобную зоне флексур

Восточного Кавказа. И так же севернее этой флексуры на поверхности появляются более молодые породы верхнего лейаса и средней юры. Эти терригенные песчано-сланцевые толщи смяты в сложные, иногда дисгармоничные складки с интенсивным кливажом в сланцевых пачках. Складчатость в этих породах менее интенсивная, чем в ядре. Здесь видны открытые округлые складки с преобладанием вертикальной ориентировки осевых поверхностей. Все признаки явно свидетельствуют о снижении интенсивности деформации по сравнению с ядром [174, 175].

На южном крыле Сванетского антиклиниория изменение интенсивности складчатых деформаций подчиняется тем же закономерностям, что и на северном – от осевой зоны к периферии их интенсивность снижается. Но поскольку это крыло, как отмечалось, шире и выше северного, эти изменения проявлены более определенно и типы складчатости представлены более полно. Вблизи палеозойского ядра толщи аспидных сланцев лейаса смяты в интенсивные мелкие складки изоклинального облика, часто наблюдается быстрое дисгармоничное затухание этих складок вверх и 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 складки этой приосевой части крыла антиклиниория, наклонены круто на север и близки по ориентировке к общему падению пород. На складки продольного направления в отдельных местах накладываются очень резкие поперечные складки, сопоставимые по размерам, а также разрывы поперечного направления. В результате в таких местах создается очень сложная и даже запутанная структура интенсивной деформации.

Южнее в породах верхнего лейаса, значительно более песчанистых, складки становятся более простыми, открытыми. Иногда по пачкам песчаников замок приобретает коробчатую форму, однако выше и ниже по разрезу, если встречается равномерное чередование песчаников и сланцев, возникают интенсивные дисгармоничные складки, затушевывающие коробчатую форму.

Характерной особенностью структуры южного крыла антиклиниория 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 – от десятков метров до 200–300 м. В результате это не дает возможности для непрерывного прослеживания складчатой структуры крыла; в непрерывной последовательности можно видеть лишь две–три складки в пределах отдельного блока. Зоны разломов представляют собой разделяющие такие блоки полосы, где породы раздроблены сериями 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, близкие по облику к изоклинальным. Степень сжатия складок внутри зон разломов гораздо выше, чем в относительно не нарушенных блоках. Эти полосы разломов, вероятно, следует назы-

вать зонами раздавливания или разваливания пород. Общая ориентировка этих зон близка к вертикальной, но с тенденцией опрокидывания к югу. Внутри зон раздавливания и вблизи них часто наблюдаются крутые поперечные складки, из-за чего шарниры продольных складок наклонены на 60–70°.

При всех этих осложняющих общую картину деформаций явлениях наблюдается упрощение формы складок от одного блока к другому, по мере удаления от ядра антиклиниория. В этом же направлении уменьшается и интенсивность кливажа, а в крайних южных складках вообще нет кливажа осевой поверхности, который так хорошо выражен вблизи ядра антиклиниория.

Сванетский антиклиниорий по главным особенностям структуры и по характеру распределения основных морфологических типов складок в значительной мере подобен осевой зоне блока Восточного Кавказа. Такое же двугорбое строение – два антиклинальных поднятия в ядре, разделенные синклиналью, сходное закономерное снижение интенсивности складчатых деформаций от ядра к периферии крыльев. Это позволяет с какой-то долей условности считать Сванетский антиклиниорий как бы уменьшенной моделью восточной половины Большого Кавказа.

СТРУКТУРА ЗОН ЮЖНОГО СКЛОНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

К югу от зон "сланцевого ядра" на Юго-Восточном Кавказе располагаются Ковдагский флишевый синклиниорий и Вандамский антиклиниорий. Обе эти зоны характеризуются различными разрезами мезозойских пород и разными структурными планами.

Ковдагский флишевый синклиниорий занимает верхнюю и приосевую части южного склона Главного Кавказского хребта (см. рис. 1; рис. 10). Стратиграфический разрез синклиниория начинают толщи, образующие в то же время верхи разреза Тфанского антиклиниория – терригенные и терригенно-карбонатные мелкообломочные флишоидные отложения верхов средней и верхней юры. Это – переслаивающиеся глины, аргиллиты, известняки, песчанистые известняки, песчаники. В киммеридже и титоне часты прослои и горизонты глыбовых брекчий, конгломератов, гравелитов и отдельные экзотические глыбы известняков. В разрезе имеется значительный предтитонский перерыв и угловое несогласие. Мощность верхнеюрских отложений с востока на запад сильно сокращается от 1700 м в районе г. Исмаиллы до 800–900 м в районе г. Шеки и 200–300 м в районе г. Закаталы. Выше верхнеюрские толщи сменяются в основном карбонатными и терригенно-карбонатными флишевыми отложениями неокома. Это – известняки, мергели, глины, аргиллиты. Мощность их с востока на запад также уменьшается от 1900–3500 м в районе г. Исмаиллы до 1000–1900 м в районе г. Шеки и наконец до 650–800 м в районе г. Закаталы.

Завершается разрез флиша Ковдагского синклиниория переслаивающимися глинами, известняками, мергелями, песчаниками айтского и альб-

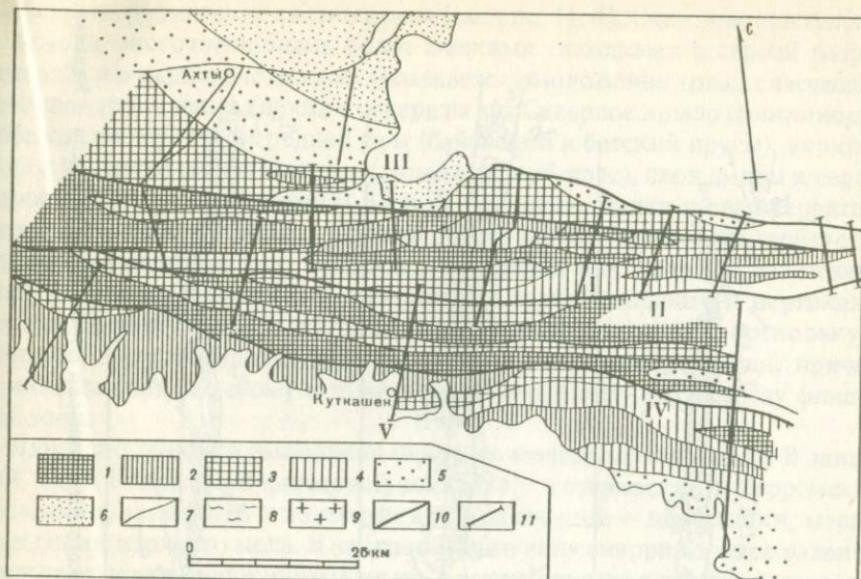


Рис. 10. Карта морфологических типов складчатости Юго-Восточного Кавказа

Структурно-фацальные зоны: I – Тфанская, II – Бабадагская (Ковдагская), III – Шахдагская, IV – Вандамская, V – Алазано-Агричайская

1–6 – морфологические разновидности складчатости, выделенные с использованием оценки м.с.: 1 – 0,9–1,0, 2 – 0,75–0,85, 3 – 0,6–0,7, 4 – 0,45–0,55; 5 – 0,3–0,4, 6 – 0,1–0,25; 7 – границы зон с разной оценкой м.с.; 8 – метаморфические толщи кристаллического ядра Большого Кавказа (для рис. 17, 20); 9 – гранитоиды (для рис. 20); 10 – разломы на границах структурных зон; 11 – использованные структурно-геологические разрезы

ского ярусов нижнего мела и всех ярусов верхнего мела. Мощность этих отложений, распространенных в основном в восточной части синклиниория, к востоку от г. Куткашен, составляет 1700–2700 м [12, 13, 14, 51, 70].

Структура синклиниория была изучена по трем пересечениям: в долинах рек Калачай, Дамирапаранчай и Гирдыманчай (рис. 11). В целом синклиниорий представляет собой гигантскую синклинальную складку (ширина 10–15 км и высотой до 7–8 км), опрокинутую к югу. От расположенного севернее Тфанского антиклиниория он отделяется Малкамудским региональным разломом, имеющим взбросо-надвиговую морфологию. Несмотря на значительную протяженность этого разлома и часто пологое падение поверхности сместителя на север (до 20°), больших амплитуд вертикальных и горизонтальных смещений по нему установить не удается. Дело в том, что в крыльях разлома, как правило, располагаются близкие по возрасту породы, на северном крыле по большей части обнажаются более древние толщи, чем на южном, но разница в возрасте редко превышает один ярус (см. рис. 11, а). Более того, при прослеживании разлома по простирианию можно наблюдать крутое падение поверхности сместителя, а также случаи, при которых породы, разделенные в одних местах Малкамудским разломом, в иных местах приобретают нормаль-

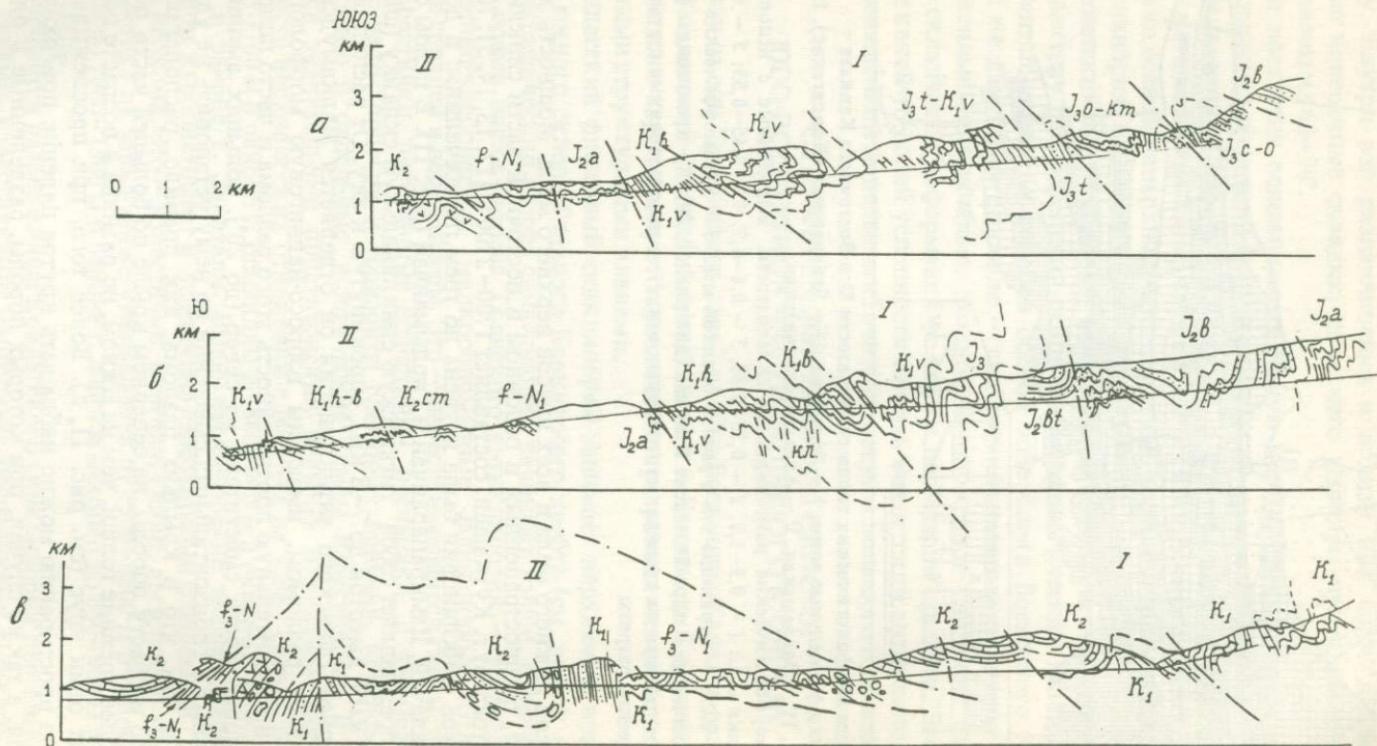


Рис. 11. Структурно-геологические разрезы Ковдагского синклиниория (I) и Вандамского антиклиниория (II) по долинам рек: а — Калачай, б — Дамирапаранчай, в — Гирдыманчай

ные стратиграфические соотношения (см. рис. 11, б). Синклиниорий сильно осложнен многочисленными более мелкими складками и серией разрывов взбросо-надвигового типа. Отмечается омоложение толщ, слагающих синклиниорий в направлении с севера на юг. Северное крыло синклиниория образовано породами средней юры (байосский и батский ярусы), верхней юры и частично низов неокома (валанжинский ярус), слои смяты в серию опрокинутых на юг складок II, III и IV порядков. Пачки и слои терригенных пород кливажированы. Кливаж осевой поверхности характеризуется наклоном трещин к югу. Взбросы и надвиги как правило осложняют ядра крупных антиклиналей. Амплитуды горизонтального и вертикального смещения пород по этим разрывам невелики (до 1 км), поскольку в крыльях выходят на поверхность близкие по возрасту толщи, причем принадлежащие к одному и тому же стратиграфическому разрезу флишевой зоны.

Ядро синклиниория выполнено наиболее молодыми породами. В западной части Ковдагской флишевой зоны это — готеривские и барремские песчаники, аргиллиты и известняки, а в восточной — известняки, мергели и глины верхнего мела. В западной части синклиниория в ядре развиты мелкие складки, опрокинутые на юг, а также довольно крупный надвиг с амплитудой относительного смещения пород в крыльях от 500 м до 2–3 км к югу. Опрокидывание структуры ядра в направлении с запада на восток все менее ярко выражено. Лежачие осложняющие складки, наблюдающиеся по долине р. Калачай восточнее сменяются опрокинутыми и даже наклонными. Угол падения поверхности сместителя выше упомянутого крупного надвига в этом направлении также становится все более крутым (в долинах р. Калачай – 30°, р. Дамирапаранчай – 45°, р. Гирдыманчай – 50–55°).

Наконец, южное крыло синклиниория вновь образовано несколько более древними, чем ядро, породами. В пересечениях по долинам рек Калачай и Дамирапаранчай оно сложено валанжинскими известняками, аргиллитами и алевролитами, по долине р. Гирдыманчай — породами нижней части верхнего мела (известняки и мергели сеноманского и туронского ярусов). В западных пересечениях видно, что южное крыло осложнено массой мелких складок. По большей части это — вертикальные и наклонные к югу дислокации, хотя имеют место и опрокинутые на юг формы. Зеркало складчатости полого погружается на север.

По долине р. Гирдыманчай как в ядре, так и на южном крыле синклиниория осложняющие складчатые нарушения практически отсутствуют. Здесь развито несколько наклонных к югу взбросов, осложняющих в общем простую синклинальную складку ядра. Граница между Ковдагским синклиниорием и расположенным южнее Вандамским антиклиниорием проходит по линии крупного разлома — Зангинского надвига. Горизонтальная амплитуда надвигания пород флишевого синклиниория на породы антиклиниория, по-видимому, велика и составляет не менее 10 км. Разлом характеризуется пологим падением поверхности сместителя на север (20–50°) и мощной (до 1000 м) зоной дробления и изменения пород в лежачем южном крыле.

В целом для Ковдагского флишевого синклиниория характерна моноверgentная складчато-чешуйчатая структура со значительным опрокидыванием складок и взбросо-надвигов в южном направлении. Наблюдается заметное упрощение складчатой структуры и уменьшение степени ее опрокидывания к югу как в направлении с запада на восток (к периклинали мегантиклиниория), так и с севера на юг (по мере удаления от границы с антиклиниориями Главного хребта и Тфанским). В направлении с запада на восток существенно увеличивается также мощность флишевых толщ.

Вандамский антиклиниорий располагается в нижней части Южного склона восточной части Большого Кавказа на границе с наложенной новейшей Алазано-Агричайской депрессией. Ширина антиклиниория составляет 15–20 км при протяженности в первые сотни километров.

Стратиграфический разрез Вандамского антиклиниория начинают переслаивающиеся глинистые и известняковые сланцы, песчаники, туфопесчаники тоарского и ааленского ярусов общей мощностью 700–1300 м. Выше с размывом и угловым несогласием залегают байосские порфиры, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты с прослойками аргиллитов и глинистых сланцев. Мощность толщи несколько сокращается в направлении с востока на запад. В районе г. Исмаиллы видимая мощность составляет 750–900 м, в районе г. Шеки – 400–800 м, а в районе г. Закаталы полная мощность пород байосского яруса не превышает 350–400 м [27, 51].

Выше байосских с размывом и угловым несогласием залегают флишидные терригенно-карбонатные породы титонского яруса верхней юры. Переслаивающиеся известняки, известковистые песчаники и песчанистые известняки и глинистые сланцы характеризуются в районе г. Закаталы общей мощностью 600–800 м. К востоку мощность сильно уменьшается и достигает в районе г. Шеки 100 м, а в районе г. Исмаиллы 170 м. В этих сокращенных разрезах, кроме известняков, аргиллитов и глин, имеются также горизонты конгломератов.

Верхнеюрские отложения с резким несогласием перекрываются толщами карбонатного флиша неокома. В низах флишевой толщи располагается мощный горизонт конгломератов. Выше залегают известняки, мергели, глины, песчанистые известняки и известковистые песчаники валанжинского, готеривского и барремского, а в восточных частях антиклиниория – и аптского ярусов нижнего мела. Мощности флишевых толщ 600–1500 м.

На флишевых отложениях в основном несогласно залегают туфы, туфопесчаники, глины и мергели, андезито-базальтовые порфиры, в верхней части – туфобрекции и туфоконгломераты альбского и сеноманского ярусов [27, 51]. Нижняя (альбская) часть разреза характеризуется флишидным переслаиванием. Мощность вулканогенных пород по простирианию антиклиниория изменяется. В районе г. Исмаиллы она составляет 1000–1300 м, в районе г. Шеки – 400–1100 м, в районе г. Закаталы альбские породы отсутствуют, а грубообломочные вулканогенные толщи

сеномана мощностью 450–500 м ложатся с размывом на отложения неокома.

Туфогенная толща альб-сеноманского яруса выше по разрезу постепенно сменяется тонко переслаивающимися флишоидными толщами верхнего мела. Это – известняки, песчаники, глины, мергели с прослойками и пачками туфов, туфопесчаников, изредка гравелитов и конгломератов. Мощность в направлении с востока на запад уменьшается от 800–1000 до 100–150 м.

На породах мезозоя с резким угловым несогласием залегают глины с прослойками мергелей и песчаников олигоцен-нижнемиоценового возраста (майкопская свита). Мощность этих пород 100–500 м.

Как мы видим, разрез Вандамского антиклинария характеризуется в основном флишоидным характером переслаивания и терригенно-карбонатным составом слагающих его осадочных пород. Значительную роль в разрезе играют вулканогенные, в основном туфогенные образования, что и отличает разрез Вандамского антиклинария от стратиграфических разрезов Тфансского антиклинария и Ковдагского флишевого синклинария. Мощности толщ, за исключением титонского яруса, в основном увеличиваются с запада на восток.

Структура Вандамского антиклинария наиболее полно прослеживается по долине р. Гирдыманчай (см. рис. 11, в). В попечном сечении антиклинарий представляет собой крупную антиклиналь (I порядка), осложненную серией более мелких складок.

Ядро антиклинария образовано двумя антиклиналями II порядка, разделенными крупной синклиналью (также II порядка). В антиклиналях выходят на поверхность породы нижнего мела. В целом эти складки имеют острую килевидную в разрезе форму и осложнены некоторым количеством мелких, сильно сжатых вертикальных, наклонных и опрокинутых складок III и IV порядков. Породы, слагающие ядра антиклиналей II порядка, кливажированы, но кливаж нельзя назвать совершенным. Это – скорее кливаж раскола.

Центральная синклиналь, разделяющая антиклинали, осложняющие ядро антиклинария, напротив, имеет в сечении корытообразную форму. Здесь выходят на поверхность породы альбского, сеноманского и туронского ярусов. Осложняющие мелкие складки и кливаж не наблюдаются.

Северное крыло антиклинария сложено глинами майкопской свиты, смятыми в довольно причудливые мелкие складки (IV порядка). Зеркало складчатости здесь субгоризонтально. В северной части северного крыла антиклинария, вблизи зоны Зангинского надвига в толщах майкопской свиты отмечается опрокидывание этих мелких складок в южном направлении. Но уже в 500 м к югу от разрывной зоны складки становятся наклонными, а затем и вертикальными. В целом же складчатая структура на северном крыле и в ядре Вандамского антиклинария не испытывает какой-либо определенной вергентности.

Южное крыло антиклинария перекрыто тектонической пластиной карбонатных флишевых пород верхнего мела, переместившихся сюда из

зоны расположенного к северу от Вандамского антиклиниория Ковдагского флишевого синклиниория [59, 60, 70, 104]. Тектонический контакт этих отложений с породами разреза Вандамского антиклиниория наблюдается в левом борту р. Гирдыманчай в районе аула Зарнава. На мощных вулканитах и туфобрекциях сеноманского яруса, падающих под углом около 45° к югу и образующих южное крыло одной из двух крупных вышеописанных антиклиналей ядра антиклиниория, с несогласием залегают породы кампанского и маастрихтского ярусов, представленные мощной (50 м) пачкой базальных конгломератов, которые выше сменяются тонкослоистыми известняками мощностью около 150 м. Стратиграфически выше с невыясненными взаимоотношениями залегают глины с прослойями песчанистых глин, песчаников и алевролитов майкопской свиты, которые по тектоническому контакту перекрываются падающими также в южном направлении известняками и мергелями верхнего мела. В описанном разрезе углы падения слоев пород в направлении с севера на юг уменьшаются, падение пород становится все более пологим, так что известняки верхнего мела характеризуются южным падением под углом $20-25^{\circ}$.

Пластина верхнемеловых флишевых пород в долине р. Гирдыманчай к югу от аула Караноур образует пологую широкую корытообразную синклиналь и является одним из останцов обширного Баскальского тектонического покрова. Синклиналь не нарушена более мелкими складками.

Вандамский антиклиниорий в целом в районе р. Гирдыманчай представляется складчатым сооружением без выраженной вергентности с гребневидным характером складчатости. Узкие и сжатые крупные антиклинали, развитые в ядре, перемежаются и обрамляются широкими открытыми корытообразными синклиналями.

В более западных пересечениях в силу условий обнаженности структура антиклиниория наблюдается лишь фрагментами. Обращает на себя внимание чешуйчато-складчатый облик структуры. Крупные складки не устанавливаются, а мелкие, нарушающие как мезозойские, так и кайнозойские (майкопские) породы, довольно сильно сжаты, причудливы по форме. Отмечается южная вергентность складок вблизи поверхностей взбросо-надвигов. По мере удаления от разрывов ярко выраженная вергентность пропадает.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ФЛИШЕВОГО СИНКЛИНОРИЯ

В складчатой системе южного крыла мегантиклиниория Большого Кавказа важное место занимает флишевая зона, имеющая в целом синклиническое строение и сложенная флишевыми формациями верхнеюрского-мелового возраста. Эта зона протягивается с некоторыми перерывами вдоль всего южного крыла мегантиклиниория от северо-западной периклинали до юго-восточной. Перерывы и исчезновения флишевого синклиниория на поверхности связаны с поперечным поднятием в блоке Центрального Кавказа и с опусканием в средней части блока Восточного

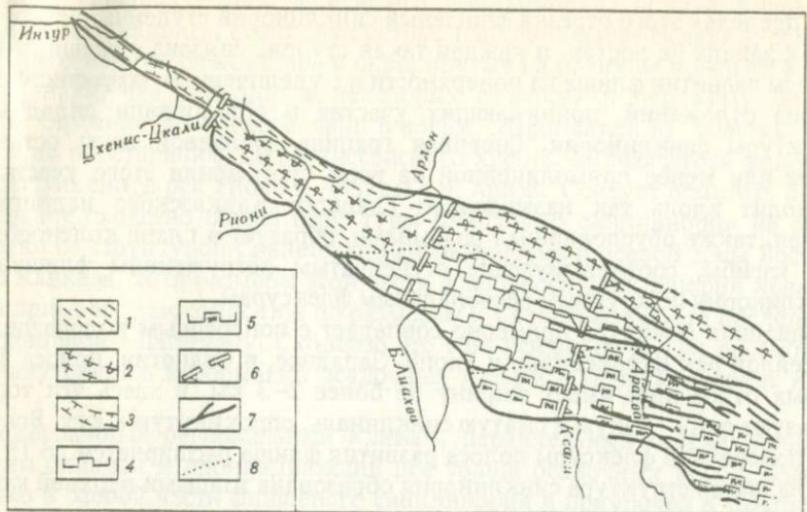


Рис. 12. Структурная схема Рачино-Тианетского флишевого синклиниория между бассейнами рек Ингури и Арагви

1 – изоклинальная складчатость; 2 – опрокинутые изоклинальные складки; 3 – синклиналь в западной части области; 4, 5 – коробчатые складки (из них 5 – с интенсивными дисгармоничными осложнениями); 6 – поперечные флексуры; 7 – разрывы; 8 – границы зон складчатости разного типа

Кавказа, обусловленными формированием молодой наложенной Алазано-Агричайской впадины. Долгое время казалось, что это лишь структурное нарушение непрерывности флишевой зоны, которую мысленно можно реконструировать как сплошную, достраивая ее "в воздух" на западе и в глубь, под впадину, на востоке. Однако детальные исследования стратиграфии флишевых формаций С.Л. Афанасьева [12, 13] показали, что по крайней мере в меловое время флишевый трог южного склона не был непрерывным и единственным бассейном осадконакопления, а распадался не меньше чем на три изолированные вытянутые вдоль общего простирания ванны. Таким образом, можно утверждать, что современная структурная разобщенность флишевой зоны предопределена историей ее геологического развития.

Различным частям флишевого синклиниория традиционно принято присваивать географические наименования. Наиболее западная носит название Новороссийского синклиниория, центральная – Рачино-Тианетского или Чиаурского синклиниория, а наиболее восточная – Дибрарского [104]. Исходя из представлений непрерывности флишевой зоны, нередко восточные ее части объединялись в назывании "Чиауро-Дибрарский синклиниорий" [104]. Теперь же, когда мы знаем, что эта разобщенность обусловлена историческим развитием, целесообразно выделять центральную часть флишевой зоны, от бассейна рек Риона и Ингури до Кахетии – междуречье Арагви и Алазани, под уже присвоенным ей ранее названием "Рачино-Тианетский синклиниорий" (рис. 12).

В пределах этого отрезка флишевый синклиниорий ступенчато погружается с запада на восток, и каждая такая ступень связана с расширением полосы развития флиша на поверхности и с увеличением возрастного диапазона отложений, принимающих участие в образовании складчатой структуры 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 обусловленная разрывами, образует в плане коленообразные изгибы, соответствующие ступенчатым погружениям флишевого синклиниория по крупным региональным флексурам.

Западная флексура примерно совпадает с поперечным водоразделом бассейнов рек Чхенисцкали и Риони. Западнее, в Сванетии, полоса флишевых отложений имеет ширину не более 2–3 км, и здесь эти толщи образуют одну узкую и сжатую синклиналь, опрокинутую к югу. Восточнее поперечной флексуры полоса развития флиша расширяется до 15 км, а складчатая структура синклиниория образована толщами верхней юры и нижней части нижнего мела.

Следующая к востоку поперечная флексура и соответствующее ей ступенчатое погружение синклиниория приурочены примерно к водоразделу 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 толщи уже верхнемелового флиша и верхние горизонты нижнего мела (апт–альб). Верхнеюрские же толщи и нижние горизонты нижнего мела выходят на поверхность только на ее северной окраине.

Таким образом, в пределах рассматриваемого участка флишевого синклиниория представлена возможность наблюдать изменение характера складчатых деформаций не только на плоскости, но и по вертикали в широком возрастном диапазоне. Изменение морфологии складок и типа деформаций пород в одном вертикальном разрезе единого структурного комплекса – важная особенность этой зоны, которая встречается не так уж часто.

В бассейне р. Риони, к востоку от первой поперечной флексуры общая синклинальная форма флишевой зоны осложнена в центральной осевой части крупной антиклиналью, к северу и к югу от которой располагаются соизмеримые с ней синклинальные складки. На профилях, пересекающих флишевый синклиниорий в верховьях р. Риони (рис. 13 вкл.), видно веерообразное разваливание центральной антиклинали, причем опрокидывание к югу выражено более резко, чем на север, в результате чего южная синклиналь более ската и сильнее опрокинута, чем северная. Центральная антиклиналь осложнена серией килевидных складок второго и третьего порядков, однако между складками, опрокинутыми к югу и опрокинутыми к северу, существует относительно менее осложненный участок синклинального строения. В сечении через гору Шода центральная антиклиналь 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 синклиниория, вблизи Главного Кавказского надвига, возникают острые изоклинальные складки, осложняющие северную синклиналь и опрокинутые на обеих ее крыльях к оси синклинали, что приводит в некоторых сечениях к пережиму замка. Такое строение флишевого синклиниория сохраняется на участке 15–20 км по простианию, до Мамисонского хребта, являющегося водоразделом бассейнов рек Риони и Лиахвы с р. Ардон. Следует отметить поразительное сходство общей структуры флишевого синклиниория на этом участке со структурой Сванетского антиклиниория и осевой зоны Восточного Кавказа, хотя размеры этой части флишевого синклиниория невелики и примерно так относятся по размерам к Сванетии, как эта последняя к Сланцевому Дагестану. Сходство это еще усиливается 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 синклиниория и приурочен к центральной антиклинали, осложняющей его. Кливаж образует такой же веер, как и осложняющие эту антиклиналь складки. С ним связаны специфические дисгармоничные деформации более жестких песчаниковых или мергелистых пород, известные в литературе под названием "кишечных" или "паразитных" складок [79, 139]. По мере удаления от ядра центральной антиклинали кливаж сразу становится менее совершенным, перестает затрагивать более жесткие пласти. Особенно резко это изменение происходит при переходе к южной окраине флишевого синклиниория и менее заметно – к северу, где вблизи Главного Кавказского надвига вновь развит интенсивный кливаж.

Восточнее, в бассейнах рек Джоджора, Кешельта и Большая Лиахва, центральная антиклиналь становится крупной коробчатой складкой, опрокинутой, как бы сдвинутой к югу. Южное крыло ее оказывается в результате этого подвернутым, осложненным серией ступообразных уступов, иногда сжатых настолько, что они имеют вид лежачих складок. Свод антиклинали полого (25 – 30°) наклонен к северу, и на нем тоже иногда видны дисгармоничные осложнения в виде опрокинутых к югу антиклиналей, переходящих вниз по разрезу в надвиги. Северная окраина флишевого синклиниория, образующая в целом синклиналь, осложнена серией изоклинальных, тесно сжатых складок, которые по мере приближения к Главному Кавказскому надвигу все более сильно опрокидываются на юг. Но в целом общая структура здесь выглядит проще, чем в бассейне Риони (рис. 14), и степень деформированности осадочных толщ тоже меньше. В связи с постепенным погружением флишевой зоны к востоку в ущелье Большой Лиахвы у уреза воды обнажаются те толщи, которые на Риони занимают водораздельную часть хребта Шода-кедела и слагают замковую часть центральной антиклинали. Верхние части склонов ущелья Большая Лиахва сложены более молодыми толщами, что позволяет проследить изменение деформаций по вертикали.

Интенсивный совершенный кливаж в ущелье Большой Лиахвы наблю-

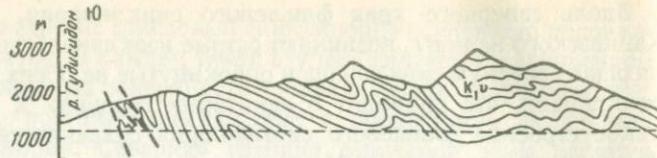
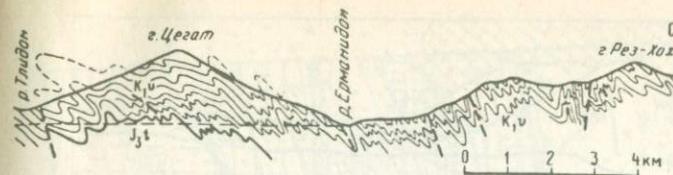


Рис. 14. Структурно-геологический разрез через флишевый синклиниорий в бассейне р. Большая Лиахва

дается только в ядре центральной антиклинали у уреза воды, где вскрыты самые глубокие горизонты, образующие ядро коробчатой складки. Здесь также кливаж повсеместно сопровождается мелкими дисгармоничными складками в более жестких прослоях пород. Вверх по разрезу проходит постепенное изменение характера кливажа. В пологого лежащих слоях на своде коробчатой складки кливаж становится грубым, расстояния между его поверхностями увеличиваются. Ориентировка кливажа выдерживается не так строго, и хотя общее опрокидывание его к югу сохраняется, он образует при этом локальные веера, связанные с отдельными изгибами пластов.

В бассейнах рек Ксанти и Арагви (далее к востоку) складчатость сильно меняется (рис. 15, вкл.). Флишевый синклиниорий оказывается сложенным серией относительно простых коробчатых складок, имеющих поперечные размеры 2–3 км. Во всех складках наблюдается ясная асимметрия — южные крылья часто подвернутые и всегда более крутые, чем северные. В отдельных тонкослоистых пачках, в особенности верхнемелового карбонатного флиша, отмечаются мелкие дисгармоничные складки обычно изоклинального облика. Такие складки характерны для узких синклиналей, расположенных между более крупными коробчатыми антиклиналями, иногда дисгармоничные осложнения приурочены к ядрам антиклиналей. Эта складчатая структура сильно осложнена разрывами, чаще всего имеющими характер надвигов, по которым происходило движение с севера на юг.

Северный край флишевого синклиниория, примыкающий к Главному Кавказскому надвигу, в полосе шириной 5–10 км, где выходят на поверхность верхнеюрские и нижнемеловые толщи, сложен крупными складками килевидного и изоклинального облика, резко опрокинутыми на юг. Только на этом участке флишевой зоны развит интенсивный совершенный кливаж, параллельный осевым поверхностям складок, широкое развитие приобретает разливование пластов. Причем наблюдается будинаж самых разных типов: ромбовидный, бочковидный, "вложенный" друг в друга, и так называемый обратный будинаж, когда в более жестких пластах возникают двояковогнутые линзы, а более пластичные глинистые прослои, заполняя пространство между таким образом будинированными пластами, образуют двояковыпуклые линзы. Разливование и будинаж обычно приурочены к более крутым крыльям опрокинутых складок.



Полоса опрокинутых на юг складок, протягивающаяся вдоль северного края флишевого синклиниория, как мы видели, изменяет свою ширину по простиранию от 1–1,5 км на западе в районе Мамисонского хребта до 5–7 км в верховьях рек Ардон и Большая Лиахва. Это связано, очевидно, с тем, что на этом участке флишевой зоны линия Главного Кавказского надвига — северной границы флишевого синклиниория — и ось центральной антиклинали не параллельны друг другу: в бассейне Риони к западу от Мамисонского хребта они сближаются, сходясь под острым углом. Одновременно с этим в восточном направлении центральная антиклиналь погружается, и ее веерообразное строение становится менее выраженным. Этим обусловлено более сильное опрокидывание складок во флишевой зоне от приподнятого блока зоны Главного хребта в восточной части рассматриваемого участка. Южная граница флишевого синклиниория в бассейнах рек Ксанти и Арагви определяется серией кулисообразно подставляющих друг друга надвигов. Горизонтальная их амплитуда меняется от 1–3 до 10–12 км. Местами такие сближенные надвиги придают южной окраине флишевого синклиниория чешуйчатый характер.

СТРУКТУРА ЗОН ЮЖНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

К югу от структурных зон "сланцевого ядра" на Северо-Западном Кавказе (Псеашхинской и Гойтхско-Ачишхинской) располагаются сменяющие друг друга в меридиональном направлении Новороссийский флишевый синклиниорий, шовный антиклиниорий Ахцу-Кацирх и, наконец, наложенные впадины Абхазской зоны. Отмечается различие как стратиграфических разрезов, так и складчато-разрывной структуры этих зон южного крыла мегантиклиниория (рис. 16, 17).

Новороссийский синклиниорий в восточной части Западного Кавказа в верховьях рек Агадхара и Бзыбь протягивается субширотно в верхних частях южного склона Главного хребта. Здесь его ширина не превышает нескольких километров. К западу она резко увеличивается и в долинах рек Дагомыс и Шахе превышает 25 км. Еще западнее синклиниорий косо срезается берегом Черного моря. В связи с чем ширина его вновь уменьшается в долине р. Псезуапсе до 15 км, а в долине р. Туапсе до 10 км. Таким образом, западнее р. Сочи Новороссийский синклиниорий занимает практически весь южный склон. Синклиниорий сформировался на территории двух историко-тектонических зон — более северной Лазаревской и

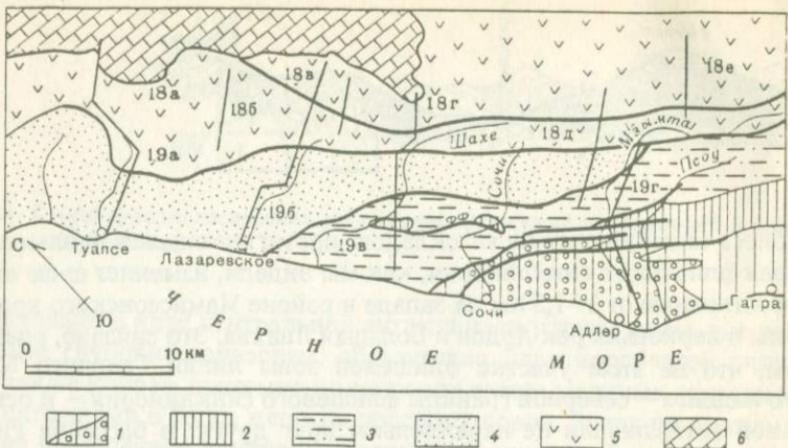


Рис. 16. Тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа (по [29])

1–6 – структурные зоны: 1 – Абхазо-Рачинская с наложенной новейшей Адлерской впадиной, 2 – Ахты-Кацирхская, 3 – Чвижепсинская, 4 – Лазаревская (флишевая), 5 – "сланцевого ядра", 6 – Абино-Гунайская; 18a–19d – линии структурно-геологических разрезов (см. рис. 18, 19)

более южной Чвижепсинской. Коротко характеризуя разрезы мезозойских и отчасти кайнозойских пород этих двух зон, обычно применяют названия для первой из них – "зона флишевых фаций", а для второй – "зона субфлишевых фаций" [97].

Разрез Лазаревской зоны начинают глинистые сланцы с прослойми песчаников краснополянской толщи тоара-аалена, сменяющиеся выше без видимого несогласия туфорифитовой толщей (иегошская толща) байосского возраста. Суммарная мощность этих толщ составляет 1,5 км. Выше с несогласием залегает терригенная флишоидная толща батского яруса, представленная переслаивающимися песчаниками, иногда туфопесчаниками и глинистыми сланцами. В основании отмечается базальная толща с многочисленными прослойми конгломератов и угля. Общая мощность этой толщи пород 800–900 м.

Стратиграфически выше с размывом и несогласием залегают флишевые толщи большой мощности. По составу можно различить нижний терригенно-карбонатный флиш верхнеюрско-неокомского возраста, терригенный флиш аптского и альбского ярусов и, наконец, карбонатный флиш верхнемелового возраста. Исключение составляют породы сеноманского яруса, представленные вулканогенно-осадочной свитой паук (мощность 150 м). Мощности пород флишевой формации закономерно изменяются, увеличиваясь в западном направлении. Так, верхнеюрские и неокомские толщи в долине р. Мzymта имеют мощность 750 м, к западу от р. Сочи они превышают 2500 м. Нижний мел изменяется по мощности в том же направлении от 500 до 1000 м, а мощности верхнего мела (исключая сеноман) увеличиваются от 500 до 1750 м [12, 13, 14, 28, 29, 50, 138].

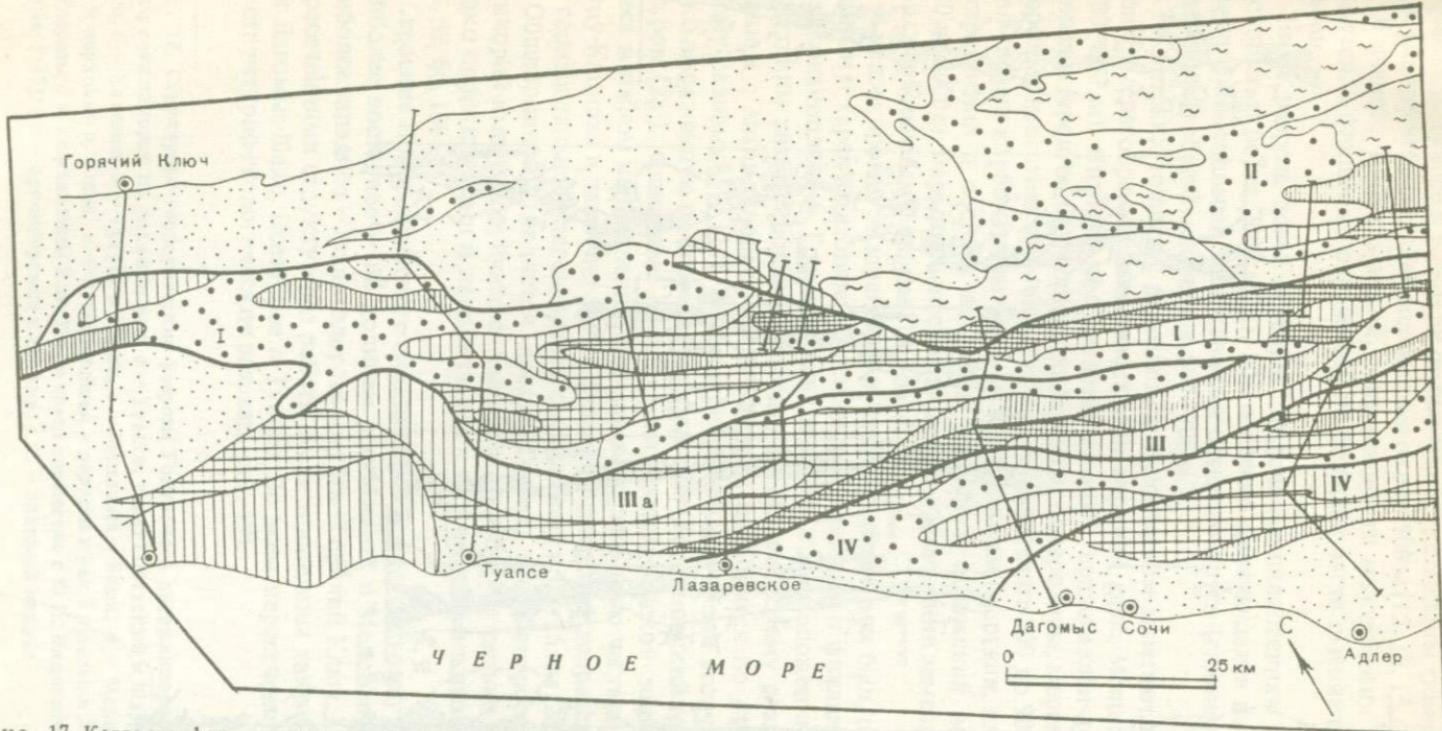
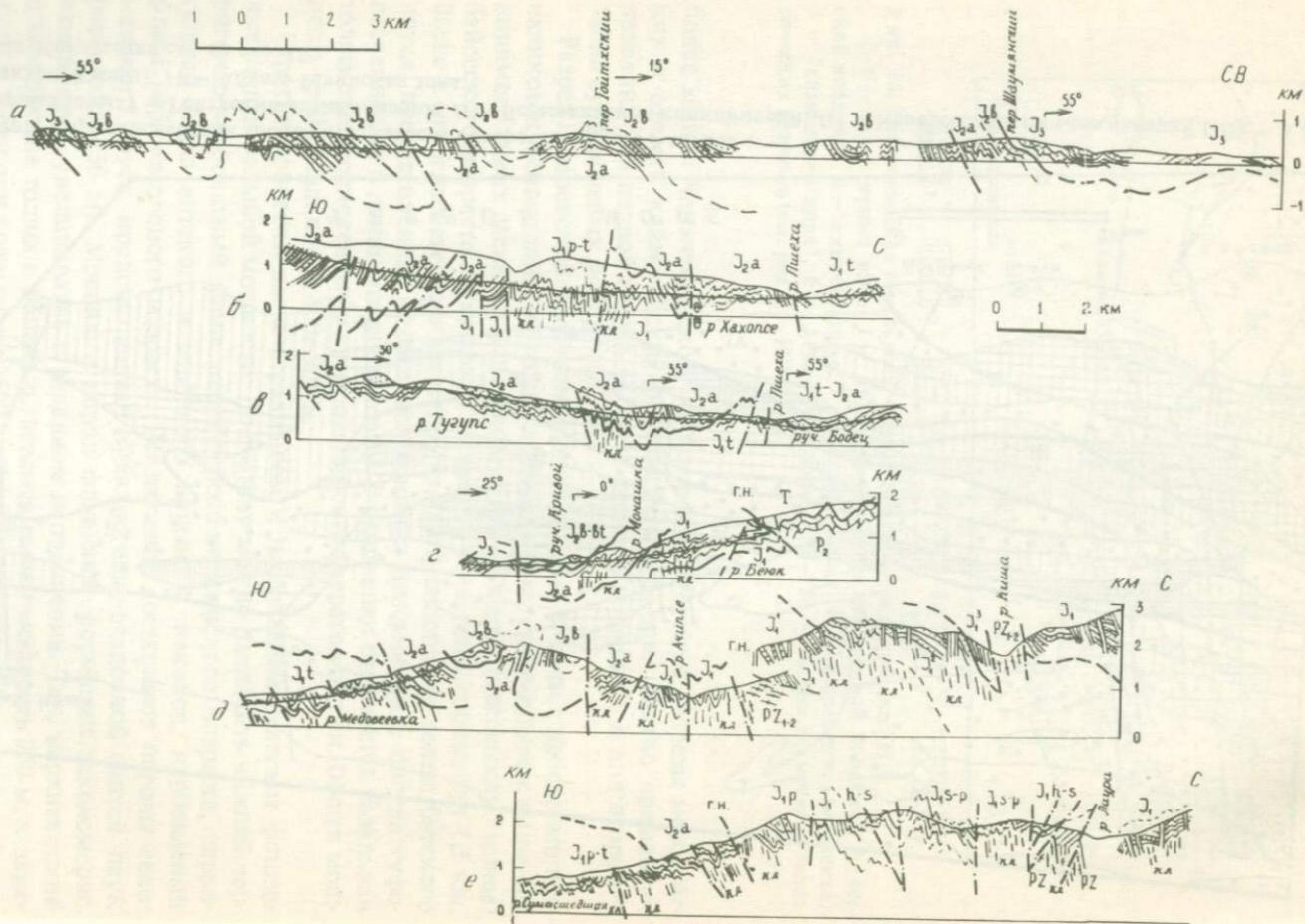


Рис. 17. Карта морфологических типов складчатости Северо-Западного Кавказа

Структурные зоны: I – Гойтхский антиклиниорий, II – Псешвинский синклиниорий, III – Новороссийский синклиниорий (IIIa – в фациях Чвижепсинской зоны), IV – Абхазо-Рачинская зона

Условные обозначения см. на рис. 10



Более молодые отложения (палеоцен и эоцен) развиты лишь в нижнем течении р. Туапсе и к западу от нее они представлены глинами, мергелями, алевролитами общей мощностью около 800 м [12, 13, 14, 29, 50].

В южной, Чвижепсинской, зоне мощности мезозойских пород уменьшаются, а флишевые отложения по большей части сменяются субфлишевыми.

Низы разреза зоны образует осадочно-вулканогенная серия байоса мощностью более 2000 м [27, 50], согласно сменяющаяся выше терригенными флишоидными отложениями батского яруса (глинистые сланцы и песчаники) общей мощностью 600–700 м.

На батских толщах с размывом и несогласием залегают известняки и конгломератобrekчевые известняки верхней юры. Мощность их мала (150–300 м). Нижний мел (валанжин–альб) представлен толщами карбонатно-терригенного флиша (аргиллиты, алевролиты, мергели и пелитоморфные известняки). Мощность их изменяется от 500 до 900 м. Верхний мел сложен карбонатным флишем и субфлишем (мергели, известняки). В направлении с востока на запад мощности отложений возрастают от 500 до 2000 м. Параллельно субфлишевые образования замещаются типичным карбонатным флишем [12, 13, 14, 50].

В целом прогиб Лазаревской и Чвижепсинской зон был, по-видимому, единым и характеризовался в основном флишевым и флишоидным типом осадконакопления. Граница синклиниория с расположенным к северу Гойтхским антиклиниорием проходит по Бекишескому разлому. Южная граница с антиклиниорием Ахцу-Кацирха проводится по Агвайско-Ахагскому разлому [97, 117]. В междуречье Мзымта–Сочи этот разлом имеет ярко выраженную покровную морфологию (Воронцовский тектонический покров [28]). Флишевые образования Чвижепсинской зоны надвинуты здесь в южном направлении, перекрывают западную часть антиклиниория Ахцу-Кацирха и частично зону Сочинско-Адлерской депрессии. Амплитуда горизонтального перемещения оценивается в 10–15 км [28, 29].

Общепринятым является представление, что Новороссийский синклиниорий имеет чешуйчато-складчатую структуру с сильно сжатыми, нередко опрокинутыми и надвинутыми к югу изоклинальными складками [43, 52, 66, 156].

Строение Новороссийского синклиниория изучено по ряду пересечений. Наиболее восточное – по долинам рек Мзымта и Медовеевка (рис. 18), наиболее западное – по автодороге Джубга–Горячий Ключ. Между этими пересечениями структурные работы были проведены также по долинам рек Дагомыс–Шахе, Псезуапсе и Туапсе. По всем пересечениям составлены структурно-геологические разрезы (рис. 19).

Рис. 18. Структурно-геологические разрезы Гойтхского антиклиниория и Псесашинского синклиниория по долинам рек: а – Туапсе, через Гойтхский и Шаумянский перевалы, б – Хахопсе, в – Тугупс и Бодец, г – Монашка в Беюк, д – Медовеевка, Рудовая и верховья р. Киша, е – Сумасшедшая и верховья рек Уруштен и Лаура

Разрезы д и е составлены Е.А. Рогожиным совместно с Ю.П. Видяпинным и М.Л. Соминым [147]; кл – ориентировка кливажа; г.н. – главный надвиг

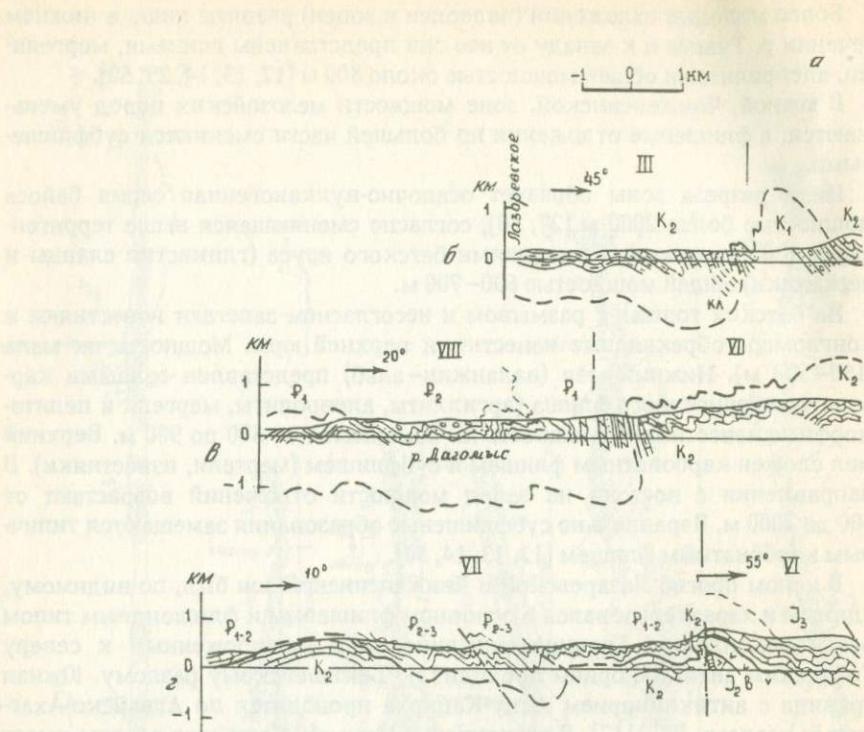
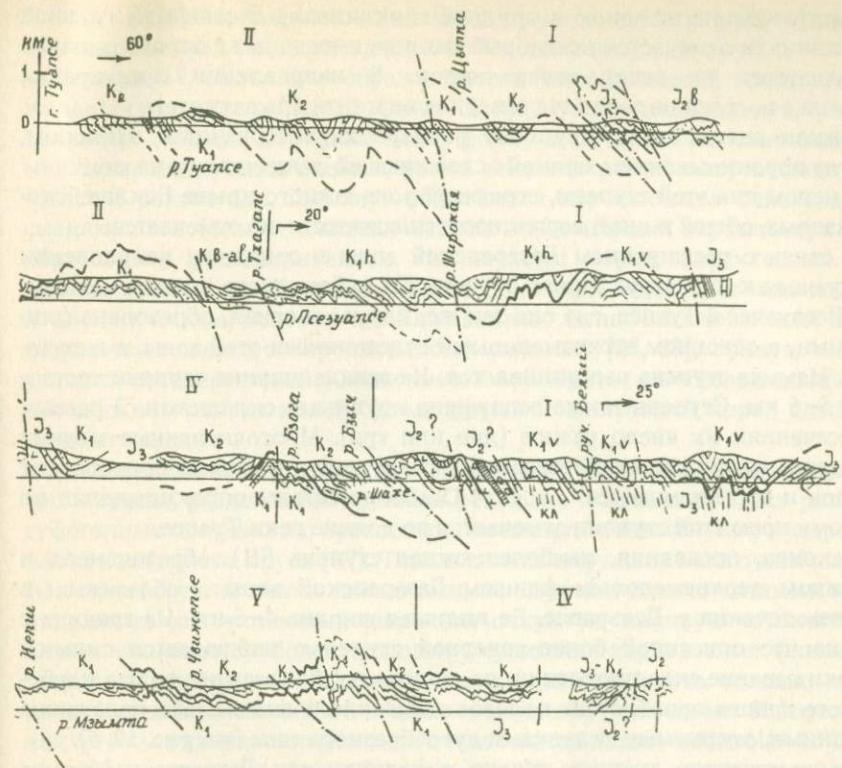


Рис. 19. Структурно-геологические разрезы Новороссийского синклиниория южного склона Северо-Западного Кавказа по долинам рек: а — Туапсе, б — Псезуапсе, в — Дагомыс (западный) и Шахе, г — Мзымта

Римские цифры — номера структурных ступеней

В отличие от Ковдагского и Чиаурского флишевых синклиниориев Новороссийский не представляет собой единую крупную синклиналь. Мы видим скорее ряд структурных ступеней, в пределах которых в направлении с северо-востока на юго-запад появляются все более молодые породы. В связи с невыдержанностью по простиранию количество ступеней в каждом сечении синклиниория разное. В основном их не более трех—четырех (см. рис. 19). Зеркало складчатости в пределах ступеней характеризуется обычно субгоризонтальным положением или пологим падением к северу. Крупные складки как правило по размеру (высоте и широте) не превышают 1—2 км и сильно осложнены складками более мелкими. Ступени по большей части разделены разрывами взбросового и надвигового типов, наклоненными на юг. Однако есть случаи, когда две соседние ступени, сложенные на поверхности в основном породами разного возраста, не разделены разломом. Граница их в этом случае проходит по зоне двух—трех зигзагообразных, опрокинутых или наклоненных к югу со-пряженных крупных складок.



Наиболее северная ступень (I) сложена породами разреза Лазаревской зоны¹. Ступень протягивается с восток-юго-востока из района горы Ачишхо (к западу от Красной поляны) (см. рис. 18, д) на запад-северо-запад в верховья р. Шахе (бассейн ручья Белый) (см. рис. 19, е) и далее в долину р. Псезуапсе (бассейны притоков Тхагапс и Широкая) (см. рис. 19, б). Ширина ступени изменяется от 15 до 10 км. В северной и южной ее частях отмечаются крупные антиклинальные складки, а в центральной — синклинальная. Складки в сечении широкие, имеют открытую форму. В районе горы Ачишхо и верховьев р. Медовеевка ступень сложена на поверхности песчано-глинистыми толщами тоара-аалена и перекрывающей их туфогенной толщей байоса (см. рис. 18, д). К западу в результате общего погружения структуры ступень образована более молодыми, в основном верхнеюрскими и нижнемеловыми флишевыми образованиями. Осложняющие мелкие складки почти на всей территории ступени характеризуются субвертикальными осевыми поверхностями и относительно несильно сжаты. Часто встречаются коробчатые и дугообразные

¹ На рис. 19 ступени показаны римскими цифрами.

формы (особенно их много в крупной синклинали). В северной крупной антиклинали отмечается некоторый наклон, иногда даже опрокидывание складчатости на северо-северо-восток. В направлении простирания ступени с востока на запад эта северная вергентность затухает.

Южная антиклиналь крупного размера характеризуется наклоном, иногда опрокидыванием мелкой осложняющей складчатости на юг.

В целом для этой ступени, играющей роль южного крыла Бекешского разлома, общей южной вергентности складчатости не отмечается.

В связи с расширением Лазаревской зоны в западном направлении следующая к югу структурная ступень (II) наблюдается лишь в долинах рек Псезуапсе и Туапсе, где она так же, как и северная, образована флишевыми, в основном нижнемеловыми отложениями этой зоны, а в долине р. Мзымта ступень выклинивается. На западе ширина ступени составляет 5–6 км. Ступень также осложнена крупными складками. В разных пересечениях их число разное (две или три). Многочисленные мелкие складки, вертикальные в северной части ступени, в южной приобретают наклон и опрокидываются к югу. Особенно сильное опрокидывание по южному краю этой ступени отмечается по долине реки Туапсе.

Наконец, последняя, наиболее южная ступень (III), образованная в основном верхнемеловым флишем Лазаревской зоны, обнажены в нижнем течении р. Псезуапсе. Ее видимая ширина 4–5 км. На границе с только что описанной более северной ступенью наблюдается сильное опрокидывание складчатости на юг, но уже в 1,5 км южнее толща карбонатного флиша приобретает пологое залегание и лишь слабо осложнена широкими, открытыми складками дугообразного типа (см. рис. 19, б).

По пересечениям южного склона в долинах рек Дагомыс и Мзымта можно проследить ступени, образованные породами более южной, чем Лазаревская, Чвижепсинской зоны.

В долинах р. Мзымта (см. рис. 19, г) таких ступеней две. Северная (IV) шириной около 5 км сложена в основном породами батского яруса средней юры, верхней юры и низов нижнего мела. Эти маломощные, главным образом терригенные и карбонатные толщи, нарушены мелкими складками. Зеркало складчатости субгоризонтально. В северной части ступени складки испытывают опрокидывание на северо-восток, а в южной – на юго-запад.

Следующая к югу ступень (V) отделена от более северной взбросом и сложена флишевыми и субфлишевыми образованиями нижнего и верхнего мела. Ширина ступени 7–8 км. Породы смяты в две крупные антиклинальные складки (по южной и северной границам ступени), разделенные широкой, пологой и открытой синклиналью, а также нарушены несколькими локальными взбросо-надвигами. В пределах северной крупной антиклинали развиты наклоненные и даже опрокинутые на юг мелкие складчатые дислокации. Южное крыло этой антиклинали по серии небольших взбросо-надвигов надвинуто на ядро синклинали центральной части ступени. Мелкая складчатость в верхнемеловых породах, образующих ядро этой синклинали, также сильно опрокинута на юг. Отчетливая южная вергентность складчатости продолжается и южнее в пределах

южной крупной антиклинали, до самой границы ступени с антиклиниорием Ахцу-Кацирха (VI), проходящей по Кепшинскому разлому.

Ступень IV, сложенная образованиями Чвижепсинской зоны, прослеживается в долине р. Шахе (см. рис. 19, е). Ступень имеет, так же, как и в долине р. Мзымта, синклинальную форму в сечении. Осложняющие ее мелкие складки здесь очень пологие, открытые, южная вергентность исчезает. В районе пос. Солохаул обнажаются шаровые лавы байоса, выше сменяющиеся белыми толстослоистыми известняками верхней юры. Эти образования рассматриваются как выходы пород, характерных для антиклиниория Ахцу-Кацирха (Абхазо-Рачинская зона), проглядывающих в тектоническом окне из-под флишоидных толщ Чвижепсинской зоны, надвинутых сюда по Воронцовскому шарьяжу [28, 29], правда, в силу условий несовершенной обнаженности наблюдать непосредственный тектонический контакт между этими двумя комплексами пород здесь затруднительно.

Следующая к югу структурная ступень (VII) наблюдается в верхней части гряды, разделяющей долины рек Шахе и Дагомыс. Здесь развиты туфогенные песчаники с прослойями песчанистых известняков и шаровых лав сеноманского яруса [97]. Толща сильно нарушена многочисленными мелкими вертикальными складками, не слишком сильно сжатыми и, по-видимому, осложняющими широкую, открытую крупную антиклиналь. Южнее появляются более молодые терригенно-карбонатные флишевые породы верхнего мела. Мелкие складки, развитые в этих толщах, становятся сначала наклонными, а затем и опрокинутыми на юг. На протяжении 3–4 км зеркало складчатости очень полого падает на юг ($10-15^\circ$). Ширина ступени в целом более 5 км (см. рис. 19, е).

Южнее располагается структурная ступень VIII, сложенная с поверхности палеоцен-эоценовыми, в основном терригенными песчано-глинистыми образованиями. Часто отмечаются грубообломочные и олистоостромовые горизонты [29]. Граница между ступенями проходит в районе двух крупных сопряженных складок – антиклинали и синклинали зигзагообразной формы, опрокинутых на юг. Их ядра осложнены более мелкими, сильно опрокинутыми на юг, а иногда и лежачими складками. Общее крыло этих двух крупных складок, напротив, совершенно не нарушено более мелкими складками. Породы верхов верхнего мела и низов палеоцена, развитые здесь, характеризуются северным падением и опрокинутым залеганием.

Структурная ступень VIII осложнена целой серией складок III и IV порядков. В направлении от северной границы ступени на юг происходит постепенная смена опрокинутых к югу осложняющих складок наклонными и вертикальными. Параллельно с затуханием южной вергентности складки приобретают все более простую и открытую в сечении форму.

АБХАЗО-РАЧИНСКАЯ (ГАГРО-ДЖАВСКАЯ) ЗОНА

Абхазо-Рачинская зона с юга обрамляет флишевые зоны южного склона северо-западной части Большого Кавказа. Она отличается от последних как своим стратиграфическим разрезом, так и структурой. Большинство исследователей Абхазии и Черноморского побережья Краснодарского края относят эту зону не к геосинклинали Большого Кавказа, а к северной окраине Закавказского срединного массива — Грузинской глыбе [3, 28, 29, 43, 66, 97, 104]. Об этом, как будто, говорят сравнительно небольшие мощности и сокращенный разрез верхней юры—нижнего мела, а также спокойный, дугообразно-коробчатый облик развитых здесь складок для западного и в какой-то мере — восточного и южного обрамлений зоны. Центральная ее часть, в пределах которой на поверхность выходят и получают широкое развитие породы нижней и средней юры, вряд ли может быть оторвана от других зон геосинклинального развития мегантиклиниория, поскольку и мощность нижнеальпийского комплекса пород и его дислоцированность мало отличаются от осевых зон Большого Кавказа.

Стратиграфический разрез Абхазо-Рачинской зоны начинают доюрские породы. Это — выходящие на поверхность в пределах Абхазской Сванетии (северный склон хребта Амткел) палеозойские слюдистые и кристаллические сланцы [2, 3, 15]. Эти породы доальпийского основания со стратиграфическим и резким структурным несогласием перекрываются породами лейаса. Самые низы лейаса (геттанский ярус) на юном склоне Большого Кавказа из разреза выпадают. Наиболее древние отложения синеюрско-нижнеплинсбахского возраста (чедымская свита) представлены толстослоистыми кварц-полевошпат-слюдистыми песчаниками с прослойями глинистых сланцев, редко конгломератов, гравелитов, и горизонтами альбитофиров. Видимая мощность этих отложений превышает 200–300 м. Выше они постепенно сменяются существенно глинисто-сланцевыми породами мощностью около 300 м (сивистинская свита) плинсбахского яруса, а еще выше — тонко переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами верхов плинсбахского — низов тоарского ярусов. Эти отложения, относимые в бассейне р. Гумиста к гумистинской свите, а в верховьях р. Кодори — к ацгаринской свите, характеризуются мощностью порядка 1–1,5 км. Выше этих образований залегают среднетолстослоистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами тоарского и ааленского ярусов (сорская свита), мощность которых превышает 1000 м [3].

Байосские вулканогенные толщи "порфиритовой серии" (шаровые лавы, андезитобазальтовые туфы, туфо- и лавобрекчии) надстраивают разрез Абхазо-Рачинской зоны. В центральных ее частях — на южных склонах Сванетского хребта, в бассейнах рек Кодори, Гумиста, мощность этих пород превышает 3000 м, к западу, в бассейнах рек Бзыби, Мзымта, она сокращается и достигает 300–500 м. Батские отложения редко встречаются в разрезах Абхазо-Рачинской зоны. Чаще всего прямо на образова-

ния сорской свиты или на вулканиты байоса с угловым несогласием налегают толщи верхней юры. Низы верхнеюрской толщи представлены в основном терригенными породами — песчаниками, песчанистыми глинами и аргиллитами келловейского и низов оксфордского ярусов общей мощностью более 1500 м. Выше их сменяют известняки, доломиты, рифовые известняки часто с горизонтами песчано-глинистых пестроцветных образований верхов оксфордского, киммериджского и титонского ярусов. Общая мощность этих в основном карбонатных отложений 400–600 м.

Нижний мел представлен главным образом карбонатными породами: пелитоморфными известняками неокома, известняками и мергелями аптского и альбского ярусов. Общая мощность нижнего мела 150–250 м. Отложения верхнего мела согласно перекрывают нижнемеловые. По составу это преимущественно карбонатные породы: известняки и мергели. В сеноманском ярусе также широко распространены прослои туфопесчаников, туффитов и глауконитовых песчаников. Суммарная мощность верхнемеловых пород 550–900 м [3, 50].

Карбонатные породы палеоцена и эоцена согласно надстраивают верхнемеловой разрез. Это в основном известняки и мергели мощностью от 100 до 300 м. Завершают разрез Абхазо-Рачинской зоны терригенные флишоидные толщи (глины, песчаники, алевролиты) с многочисленными олистостромовыми проявлениями эоцена–олигоцена общей мощностью от 550 до 1000 м [29, 178].

Таким образом, разрез нижнеальпийского комплекса пород Абхазо-Рачинской зоны можно отнести к следующим формациям: нижняя терригенная флишоидная синемюрско-нижнеплинсбахская, глинисто-сланцевая плинсбахская, верхняя терригенная флишоидная верхов плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов, завершает разрез порfirитовая формация байосского яруса.

Средне-верхнеальпийский комплекс включает карбонатную известняково-мергелевую формацию верхней юры, мела и палеоцен-эоцена, а также флишоидно-молассоидную (олистостромовую) формацию эоцена–олигоцена.

В целом нижнеальпийский комплекс аналогичен по набору формаций одновозрастным формационным рядам зон, "сланцевого ядра" Большого Кавказа. Мощности пород этого комплекса довольно значительны, особенно они велики в центральной части зоны — на южных склонах Сванетского хребта к западной и восточной окраинам они убывают. Мощности средне-верхнеальпийского комплекса формаций в общем невелики.

Складчатая структура Абхазо-Рачинской (Гагро-Джавской) зоны в целом антиклиновая. Протяженность зоны порядка 300 км при ширине 30–40 км. В центральной и осевой ее частях на поверхность выходят наиболее древние породы альпийского комплекса — терригенные толщи лейаса. В периферических частях этой антиклиновой зоны появляются более молодые породы верхов лейаса, средней и верхней юры, а также меловые и палеогеновые толщи.

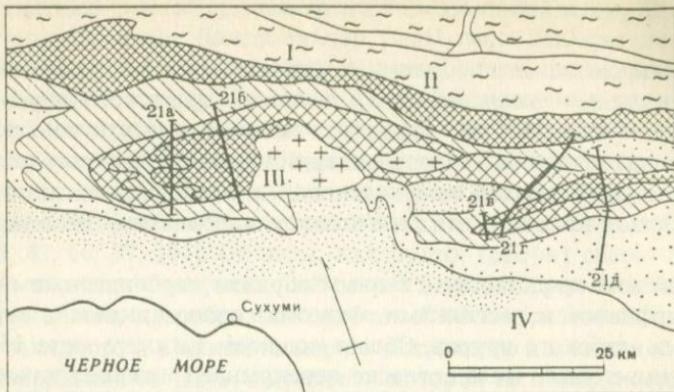


Рис. 20. Карта морфологических типов складчатости Кодоро-Гумистинского антиклиниория

I – доальпийское кристаллическое ядро Большого Кавказа; II – зона Главного хребта; III – Кодоро-Гумистинский антиклиниорий; IV – Рионская впадина

Показаны линии структурно-геологических разрезов (см. рис. 21)

Условные обозначения см. на рис. 10

Центральная, ядерная, зона характеризуется наличием нескольких отделенных друг от друга частных антиклиниев или крупных антиклиналей, подставляющих друг друга кулисообразно.

В центральной части зоны это Гумистинская, Амткелская и Кодорская антиклинали Кодоро-Гумистинского антиклиниория. На восточной и западной периклиналях зоны выделяются соответственно антиклиниории Ахцу-Кацирха и Сорский (рис. 20).

Одно из наиболее представительных пересечений Кодоро-Гумистинского антиклиниория сделано по долине р. Кодори от сел. Чхалта до сел. Центральная Лата (рис. 21). Здесь наблюдается ядро антиклиниория шириной 5–6 км, сложенное глинистыми сланцами сибикинской свиты и переслаивающимися песчаниками, алевролитами и сланцами аггаринской свиты нижнего–среднего лейаса. Породы смяты в систему узко сжатых, острозамковых складок нескольких порядков (в основном II–III), опрокинутых к югу. Ярко выражен совершенный кливаж осевой поверхности, отмечается довольно много мелких наклонных на юг разрывов. В некоторых местах в ядре встречаются штоки гранитов и гранодиоритов, имеющие в общем конформное положение с крупными складками. Северное крыло антиклиниория в этом пересечении образовано породами аггаринской, вышележащей сорской свит, а также вулканогенно-осадочной толщайшей байоса. Деформация пород здесь значительно менее напряженная, чем в ядре. В целом северное крыло представляет собой синклиналь I порядка, которая осложнена более мелкими складками разного размера. Складки здесь теряют четкую южную вергентность. Имеются вертикальные и наклонные к югу формы, опрокинутые отсутствуют. Кливаж менее совершенный, часто развит кливаж "раскола", складки в

сечении характеризуются менее сжатой и узкой формой, чем развитые в ядре. Эффузивы на северном крыле синклинали запрокинуты к югу и частично надвинуты на ее осевую часть, выполненную карбонатными толщами мела.

К западу (пересечение по рекам Аргуния и Епшетниквара; см. рис. 21, в) ядро антиклиниория сужается до 3–4 км. Одновременно исчезает южная вергентность складчатости. Глинистые сланцы сибикинской свиты здесь погружаются и поэтому ядро сложено песчаниками, алевролитами и сланцами азгаринской свиты. Еще более разительным становится контраст между морфологией складчатости в ядре и на северном крыле. Если в ядре антиклиниория распространены довольно узко сжатые формы, причудливо осложненные мелкими субвертикальными складками и разрывами, породы часто кливажированы, то на северном крыле (см. рис. 21, в) песчаники, алевролиты и сланцы сорской свиты и туфогенные песчаники, вероятно, байосского возраста смяты в широкие простые дугообразные крупные складки, совершенно не осложненные более мелкими нарушениями.

К востоку от р. Кодори, в долине р. Брамба (см. рис. 21, д), структура антиклиниория также упрощается. Южная вергентность крупных и мелких складок в крыльях и ядре здесь практически не выражена. В ядре развиты субвертикальные, сравнительно слабо сжатые складки в сорской свите. Кливаж практически отсутствует. Крылья сложены байосскими массивно-слоистыми туфогенными породами, смятыми в широкие дугообразные синклинали. В ядре, кроме складок кавказского субширотного простирания (II–IV порядков), наблюдаются также антикавказские субмеридиональные складчатые дислокации III и IV порядков, осложняющие западную периклиналь крупной антиклинали (II порядка). Форма поперечных и продольных складок сходна. Оси тех и других складок имеют не выдержанное простиранье, часто встречаются складки с крутыми шарнирами (рис. 22).

Структура центральной части Гумистинского сегмента Кодоро-Гумистинского антиклиниория по пересечению, по долинам рек Западная Гумиста и Чедым характеризуется наличием ярко выраженного антиклинального ядра шириной около 6 км, сложенного породами чедымской и гумистинской свит нижнего лейаса, и крыльев, образованных в основном флишидными толщами азгаринской и сорской свит среднего–верхнего лейаса–аалена (см. рис. 21, б).

Осевую часть ядра занимают сильно тектонизированные, милонитизированные, будинированные, перемятые песчаники с прослойями альбитофиров и глинистых сланцев. Слои компетентных массивно-слоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов расчленены на отдельные крупные будины (размером до 10×3 м), обрамленные передавленным и сильно рассланцованным глинистым материалом. Поверхности будин и рассланцевания имеют многочисленные зеркала скольжения. Структура глинистого материала по внешнему виду напоминает структуру серпентинитов из зон меланжа. Цепочки крупных и более мелких будин обрисо-

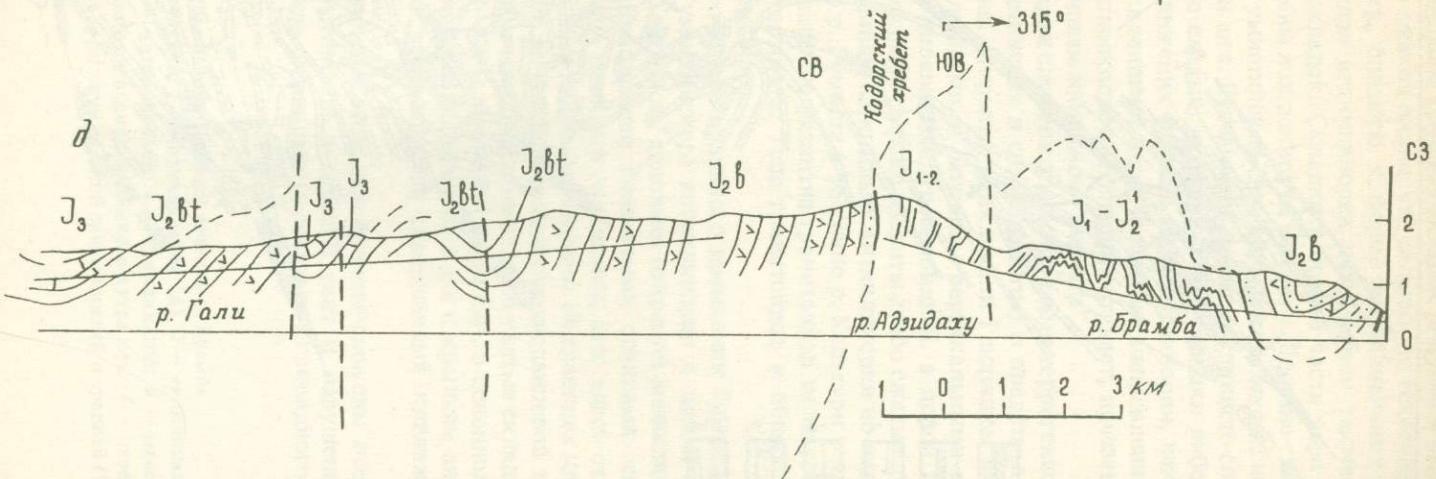
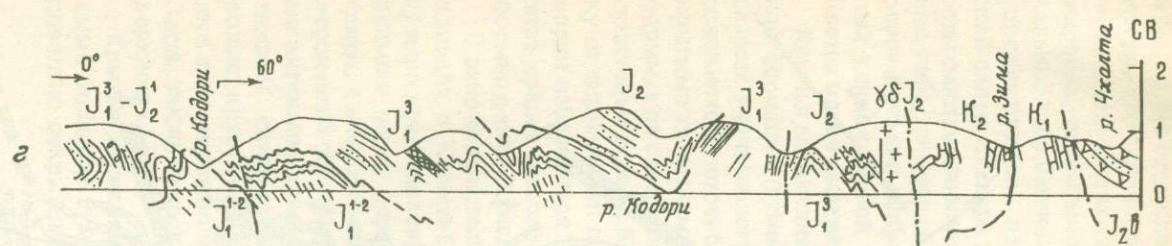
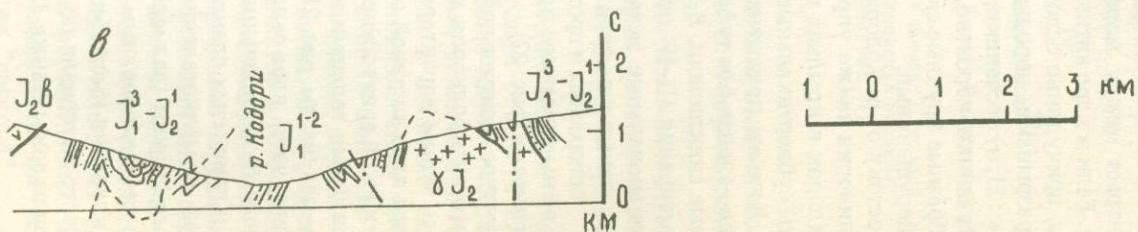
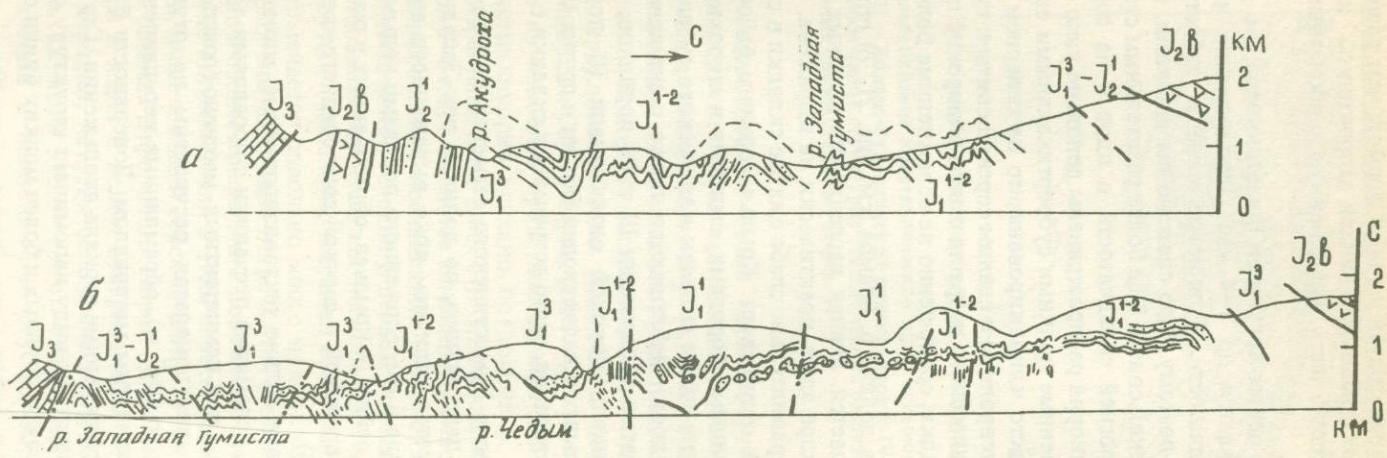
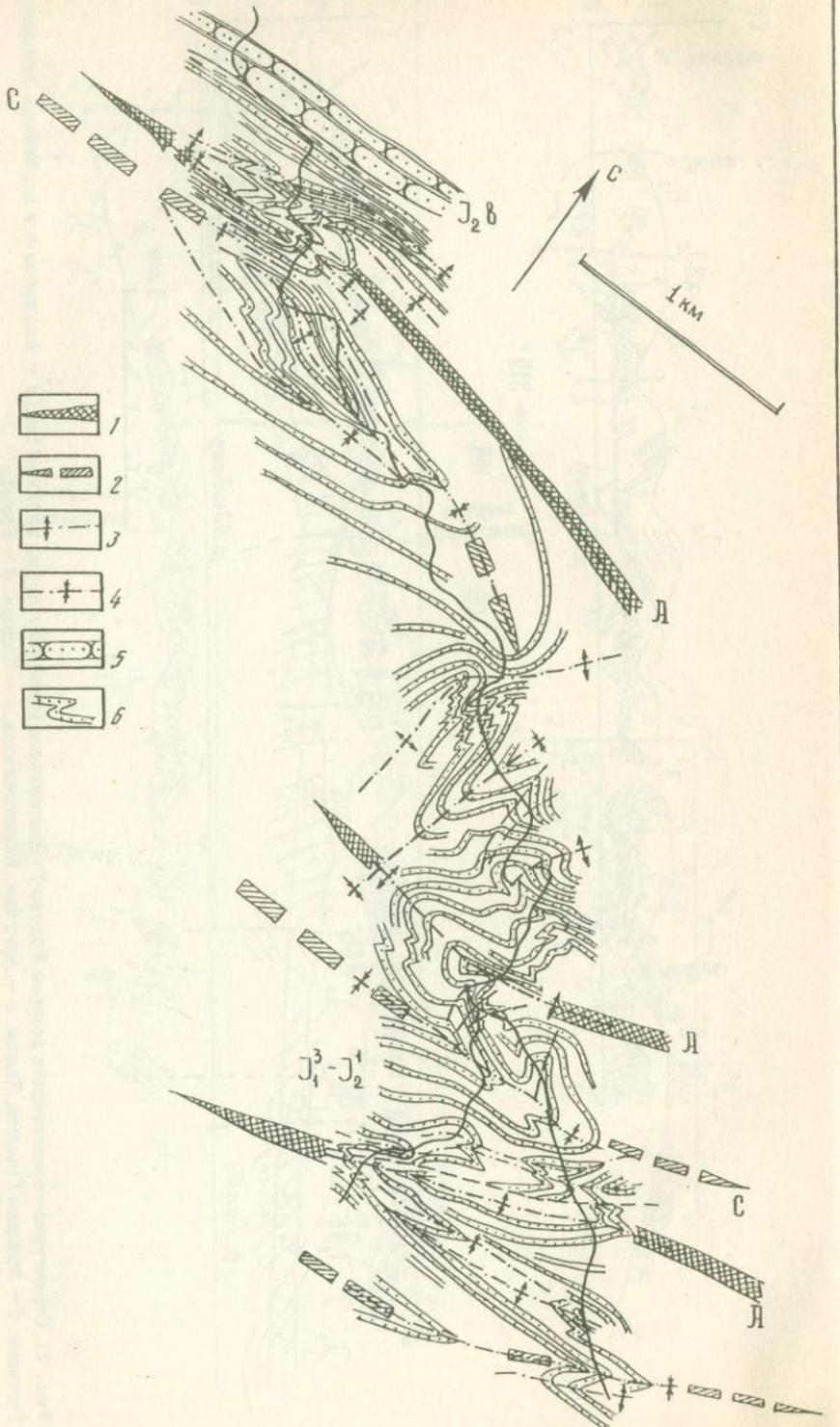


Рис. 21. Структурно-геологические разрезы Кодоро-Гумистинского антиклиниория по долинам рек: а — Акудроха и в верховьях Западной Гумисты, б — Западная Гумиста, Чедым, в — Аргуния, Епшетниквара, г — Кодори, д — Брамба



вывают фрагменты довольно крупных складок (ширина и высота 30–50 м и более). По остаткам замков видно, что складки до тектонизации имели узкую, сжатую форму, близкую к форме изоклинальных складок. В окраинных частях ядра антиклиниория встречаются также фрагменты широких, открытых складок. Складки в осевой части ядра либо вертикальны, либо наклонены и опрокинуты к северу. Песчано-глинистые толщи сибицтинской и гумистинской свит обрамляют выходы пород чедымской свиты с севера и юга. Песчано-глинистые и глинисто-сланцевые породы смяты в довольно сжатые, острозамковые складки либо вертикальные, либо, по мере сближения к крыльям антиклиниория, наклоненные и опрокинутые в направлении от ядра. В этом же направлении совершенный кливаж осевой плоскости постепенно затухает, исчезает или заменяется плохо выраженным кливажом "раскола".

Крылья антиклиниория сложены здесь породами флишоидной формации (гумистинская и сорская свиты) и представляют собой в разрезе очень пологие, открытые синклинали I порядка. Южное крыло осложнено многочисленными, в основном вертикальными довольно открытыми складками килевидной, гребневидной, а порой и сундучной формы, а на северном крыле широко развиты слабо сжатые дуговидные и сундучные формы. Кливаж на крыльях антиклиниория не виден. К востоку от пересечения по р. Гумиста в бассейне р. Келасури в ядре антиклиниория наблюдается широкое развитие гранитоидов келасурского интрузива среднеюрского возраста. Тело гранитоидов в общих чертах конформно с антиклиналью ядра.

В районе западного периклинального замыкания Гумистинской антиклинали и Кодоро-Гумистинского антиклиниория в целом (см. рис. 21, а) ядро представлено крупной, довольно открытой антиклиналью. Центральная часть ядра, сложенная глинистыми сланцами сибицтинской свиты, слабо осложнена мелкими складками, зато здесь отмечается совершенный обратный веерообразный кливаж. На границах ядра с крыльями антиклиниория, уже во флишоидной песчано-сланцевой толще гумистинской свиты развиты многочисленные узко сжатые складки, часто довольно крупные (100–400 м высотой и шириной), в основном вертикальные или наклоненные в направлении от ядра к крыльям антиклиниория. Здесь также широко распространен совершенный кливаж осевой поверхности.

Крылья антиклиниория в этом пересечении сложены песчано-сланцевыми толщами гумистинской и сорской свит и нарушены крупными довольно открытыми и широкими складками килевидного, коробчато-

Рис. 22. Структурная карта района верхнего течения р. Брамба

1, 2 – оси крупных складок: 1 – антиклиналей (A), 2 – синклиналей (C); 3, 4 – оси мелких складок: 3 – антиклиналей, 4 – синклиналей; 5 – массивно-слоистые туфогенные и граувакковые песчаники байосского яруса юры; 6 – переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты сорской свиты нижней и средней (?) юры

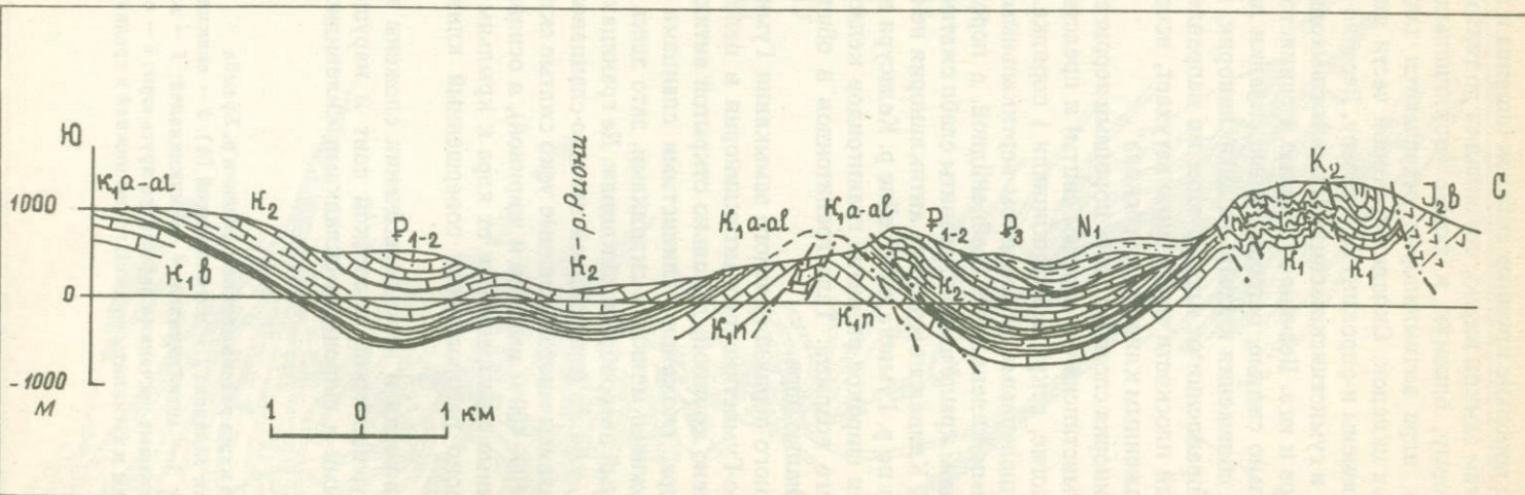


Рис. 23. Складчатость в меловых и палеогеновых терригенных и карбонатных толщах Рачино-Лечхумской синклинали по р. Ладжанури и в районе перевала Орбели

го или дуговидного облика в разрезе. Кливаж, вергентность здесь не отмечаются.

Самое западное пересечение Абхазо-Рачинской зоны – по долине р. Мзымта (см. рис. 19, 2). Здесь мы можем наблюдать структуру крупной антиклинали Ахцу, а также расположенные южнее структуры Сочинско-Адлерской депрессии.

Антиклиналь Ахцу является западной периклиналью всей цепи антиклиниориев Абхазо-Рачинской зоны. В ее строении принимают участие андезитобазальтовые и туфогенные образования байоса и перекрывающие их с несогласием известняки верхней юры. Слои этих пород смяты в виде двух сопряженных складок. Северная синклинальная шириной около 1,5–2 км, широкая, слабо сжатая, осложнена серией таких же пологих, более мелких дугообразных складок. Расположенная южнее антиклиналь шириной 2 км и высотой 1,5 км практически лишена более мелких дислокаций. Именно в ядре этой складки выходят породы байоса. Антиклиналь опрокинута на юг. Южное подвернутое крыло в значительной мере срезано вертикальным разрывом. В целом антиклиналь Ахцу (антиклиниорий Ахцу–Кацирха) имеет простую, коробчатую форму и сравнительно небольшие размеры.

Структура Сочинско-Адлерской депрессии довольно проста. Здесь развиты дугообразные, открытые антиклинали: Ахунская, Ахштырская, в ядрах которых на поверхность выходят карбонатные образования верхнего мела. Антиклинали совершенно не содержат более мелких складок. Ахунская антиклиналь обрамляется с севера и юга пологими, широкими синклиналями, выполненными палеогеновыми глинами и песчаниками (см. рис. 19, в). Структура северной из этих синклиналей сильно осложнена в связи с надвиганием флишевых толщ мела, перевалившихся через антиклиналь Ахцу по поверхности Воронцовского тектонического покрова. Многочисленные мелкие складки в флишоидных образованиях палеогена, в основном опрокинутые к югу, могли образовываться также и благодаря стеканию слабо литифицированных осадков с гребня антиклинали Ахцу во время ее роста. О возможности подобного гравитационно-оползневого механизма формирования складок этой синклинали говорит наличие нескольких опрокинутых на север складок на северном крыле Ахунской антиклинали, где они развиты наряду с опрокинутыми на юг дислокациями.

В долинах рек Риони и Джидмора наблюдается восточная периклиналь Сорского антиклиниория, являющаяся одновременно и периклиналью всей Абхазо-Рачинской антиклиниорной зоны. В ядре антиклиниория, представляющем собой в разрезе крупнейшую антиклиналь I порядка, развиты довольно сильно сжатые мелкие складки в толщах песчаников, алевролитов и глинистых сланцев сорской свиты тоар-ааленского возраста. В северной части ядра складки наклонены и опрокинуты к югу. В глинистых прослоях развит кливаж осевой поверхности. В южной части ядра Сорского антиклиниория складки вертикальные, а иногда и наклонены к северу.

Крылья антиклиниория сложены породами порфиритовой серии байоса. Мощные слои шаровых лав, лаво- и туфобрекчий туфопесчаников и туфо-алевролитов характеризуются генеральным падением в направлении от ядра, иногда осложненным довольно открытыми, пологими складками. С севера на породы байоса по серии пологих (20°) чешуйчатых разрывов надвинуты терригенные и терригенно-карбонатные толщи верхнеюрского и нижнемелового флиша из расположенного к северу Чиаурского флишевого синклиниория.

В подножье южного склона Большого Кавказа в пределах Кахетино-Лечхумской шовной зоны часто удается наблюдать участки очень интенсивно дислоцированных сравнительно молодых пород, изолированные как с севера, так и с юга от других зон столь же интенсивной складчатости. Одним из примеров такого участка с развитием сложных дислокаций является правый борт р. Ладжанури в районе перевала Орбели. Здесь в толще известняков и мергелей мелового возраста (абхазские фации мела) отмечаются многочисленные узко сжатые мелкие складки, как опрокинутые и наклоненные к югу, так и вертикальные (рис. 23). Эти мелкие складки осложняют ядро и юное крыло крупной опрокинутой на юг синклинали. По-видимому, формирование такой сложной складчатости в постмiocеновое время (в деформациях участвуют породы майкопской серии) связано с контрастными движениями вдоль зоны разлома, разграничитывающего южное крыло Сванетского антиклиниория, сложенное туфогенно-осадочными породами байосского яруса, и северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали [41], — породами мела и палеогена.

ИЗВЕСТНИКОВЫЙ ДАГЕСТАН – СЕВЕРНАЯ ОКРАИНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Известняковый Дагестан, сложенный в основном осадочными отложениями юры и мела, представляет собой одну из немногих областей Кавказа, где складчатые деформации выражены в рельфе местности так ярко и непосредственно, что уже давно привлекали внимание исследователей [62, 69, 90, 150]. Из геологической литературы хорошо известно, что в бассейнах рек Андийское Койсу, Аварское Койсу, Казикумухское Койсу и Кара-Койсу, в области распространения в основном меловых и верхнеюрских пород — в пределах так называемого Известнякового Дагестана — широко развита система кулисообразно замещающих друг друга коробчатых антиклиналей и синклиналей, образующих пологую выпуклую к северо-востоку дугу, известную под названием "Дагестанского клина" (рис. 24).

Прежде, чем перейти к описанию складчатых форм, необходимо кратко упомянуть о составе и мощностях мезозойско-кайнозойского разреза. Внутренняя, горная зона Известнякового Дагестана, по недавно полученным данным [41], сформирована главным образом верхнеюрско-эоценовыми шельфовыми карбонатами общей мощностью

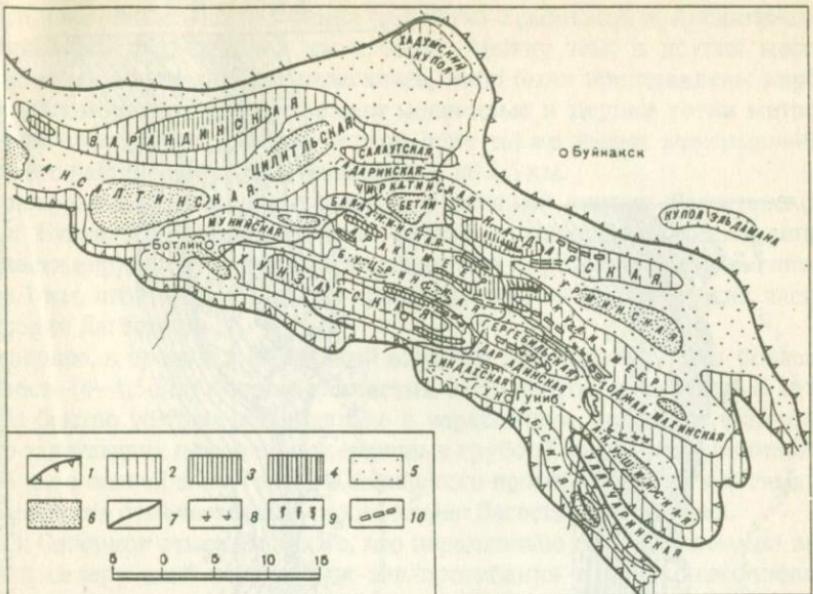


Рис. 24. Структурная схема Известнякового Дагестана

1 – границы области Известнякового Дагестана; 2 – антиклинальные складки; 3 – участки максимального воздымания шарнира антиклиналей; 4 – участки прогибания на своде антиклиналей; 5 – синклинальные складки; 6 – участки максимального прогибания шарниров синклиналей; 7 – разрывы; 8 – участки подворачивания крыльев антиклиналей; 9 – участки мелкой интенсивной складчатости; 10 – флексуры или структурные террасы

1–2 км, подстилающимися мощной (до 8–10 км) песчано-глинистой угленосной дельтовой толщей нижней и средней юры. В рельефе зона представляет собой плоскогорье с высотными отметками до +1 на севере до +2 км на юге. Внешняя, предгорная, зона Дагестанского клина на поверхности сложена олигоцен-миоценовыми молассами. Анализ материалов геологического картирования, бурения и сейсморазведки позволил установить существенную фациально-формационную изменчивость разрезов мезозойско-кайнозойского комплекса пород в направлении с юга на север. Эта изменчивость обусловлена дискретной миграцией интенсивно опускающихся осадочных прогибов в этом направлении. Так, для поздней юры максимальные мощности осадков отмечаются во внутренней зоне Известнякового Дагестана, в позднем мелу наиболее активное прогибание сместилось в Буйнакско-Каранайскую зону, разделяющую внутреннюю и внешнюю части Дагестанского клина. В олигоцене нисходящие движения и мощное осадконакопление охватило Сулакскую впадину внешней зоны, а в плиоцене – еще более северный Терско-Каспийский прогиб.

Соответственно с такой фациально-формационной изменчивостью разрезов в латеральном направлении изменяются и мощности литолого-стратиграфических комплексов. К.О. Соборнов [141] отмечает, например,

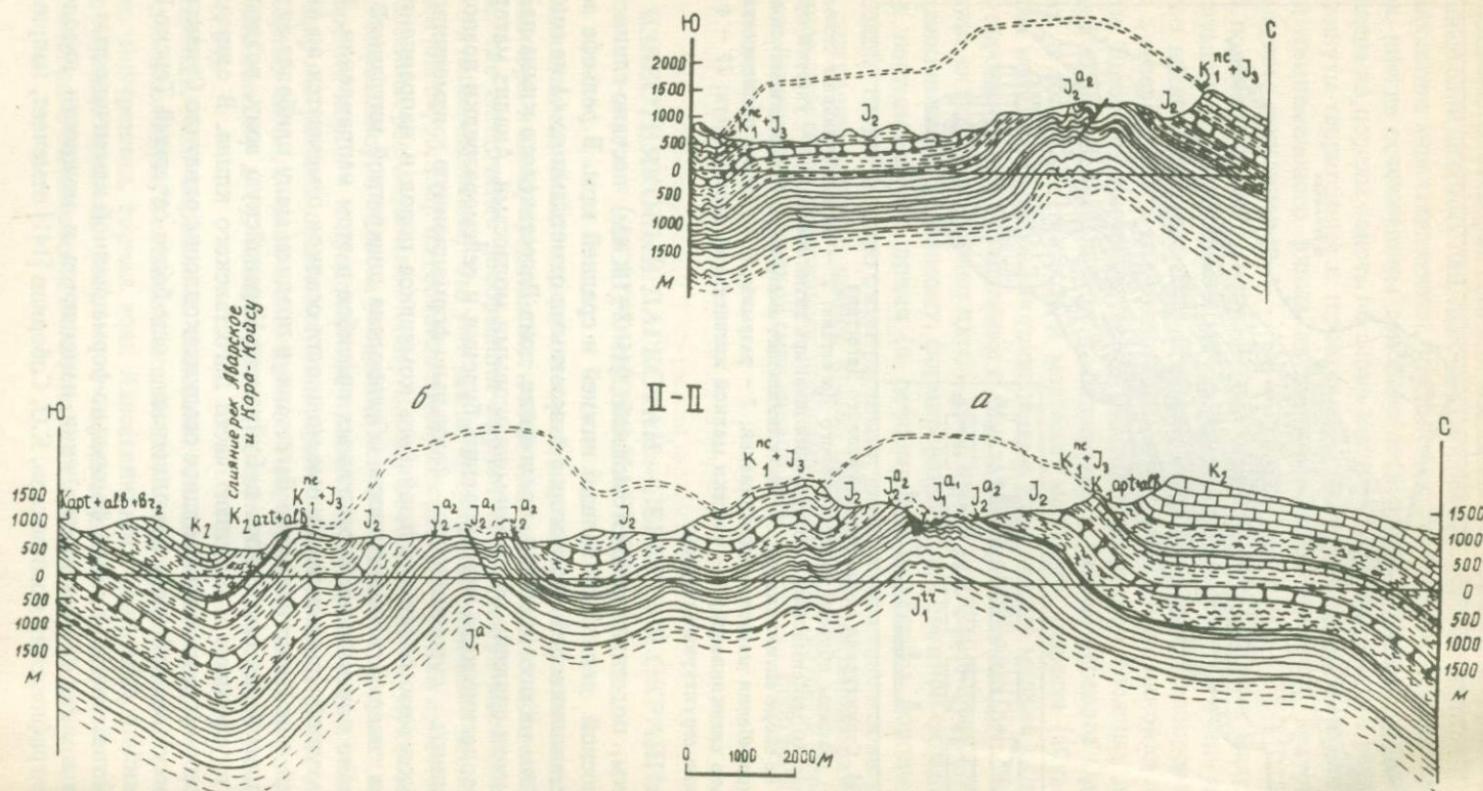


Рис. 25. Структурные профили через Кадарско-Ирганайскую антиклиналь (а) (I-I, II-II) и антиклиналь Кули-meer (б) (II-II) в Известняковом Дагестане

что мощность карбонатно-эвапоритовых отложений верхней юры во внутренней зоне Дагестанского клина (в районе Урминской и Ансалтинской синклиналей) достигает 1,5 км и более. Между тем, в других местах осадки в эту эпоху либо не отлагались, либо были представлены карбонатно-обломочными красноцветами мощностью в первые сотни метров. Мел-олигоценовые отложения в этой зоне также имеют максимальные для всего района суммарные мощности – до 2,5 км.

В пограничной между внутренней и внешней зонами Дагестанского клина Буйнакско-Каранайской зоне прогибов отмечаются повышенные мощности верхнемел-эоценовых карбонатных пород и эоценовых глин – более 1 км, что в несколько раз превышает значения для других частей предгорий Дагестана.

Севернее, в пределах Сулакской впадины установлена очень большая мощность (4–4,5 км) песчано-глинистых толщ олигоцен-миоцена. К северу она быстро убывает параллельно с нарастанием мощности трансгрессивно залегающих плиоцен-четвертичных грубообломочных отложений – до 2,5 км в осевой зоне Терско-Каспийского прогиба. Причем максимальная мощность отмечается как раз на острие Дагестанского клина.

К.О. Соборнов отмечает также, что параллельно со смещением во времени к северу осей погружения зон прогибания и осадконакопления, происходила также миграция подводно-оползневых потоков, сформированных глинисто-олистостромовым материалом.

Таким образом, складчатость Известнякового Дагестана сформирована в крайне изменчивых по составу и мощности осадочных комплексах мезозоя и кайнозоя.

Главнейшей особенностью строения складок Известнякового Дагестана является структурная этажность или ярусность, выражющаяся в том, что в одних и тех же складках на стратиграфически разных уровнях слои горных пород деформированы различно.

Нижний структурный ярус охватывает нижний терригенный комплекс разреза – нижнюю и среднюю юру, верхний – карбонатные толщи верхней юры и мела. Третичные отложения образуют следующий, еще более высокий этаж, слагающий поверхность в основном по северной периферии Дагестанского клина.

Как и в других зонах Большого Кавказа, представленные в Известняковом Дагестане складки разделяются по величине на несколько порядков. Самые крупные протягиваются с юго-востока на северо-запад (в восточной части "клина") или с востока на запад (в западной его части), имеют длину от 15–20 до 60 км при ширине от 2–5 до 15 км. Почти все антиклинали обладают в поперечном сечении коробчатой или концентрической формой, крутыми, иногда опрокинутыми крыльями при почти горизонтальном или полого наклоненном своде (рис. 25). Складки часто асимметричны, одно из крыльев, чаще южное, отличается большей крутизной наклона, северные крылья обычно положе. Асимметрия наблюдается не на всем протяжении складки, а только в некоторых местах, разделенных участками симметричного строения. Характерна также ундуляция шарниров антиклиналей, так что форма складок в сечении

от места к месту может сильно изменяться. Все складки, как антиклинали, так и синклинали, имеют конфигурацию типичных брахиструктур, длина которых в 8–10 раз превышает ширину; периклинальные замыкания антиклиналей в большинстве случаев характеризуются пологими элементами залегания пластов и простой аркообразной формой в рельефе. В местах перегиба от крыльев к своду, особенно там, где этот перегиб резкий, развиваются узкие (ширина 200–300 м) и длинные (3–5 км и более) гребневидные или цилиндрические антиклинали, окаймляющие свод основной коробчатой складки и постепенно затухающие по ее простианию в направлении погружения шарнира. Такие дополнительные складки (структурные "ушки") наиболее ярко выражены на участках воздымания шарниров в асимметричных складках. Они более характерны для мест перехода от крутых (или вертикальных) крыльев к своду, а на пологих крыльях встречаются редко или отсутствуют вообще.

Своды крупных и дополнительных более мелких антиклиналей зачастую разрушены денудацией и в образующихся эрозионных окнах обнажаются более древние, чем на крыльях, породы вплоть до отложений средней юры. Зоны сочленения сводов и крыльев антиклиналей часто нарушены взбросами и крутыми надвигами, по которым крылья наползают на замок складки; такими же разрывами часто осложнены и структурные "ушки". Местами отмечается наклон осложняющих складок или опрокидывание крутых крыльев антиклиналей в сторону особо крупных соседних синклиналей.

Строение крупных синклиналей, как и антиклиналей, сильно меняется по простианию. При подробном рассмотрении можно выделить две морфологические разновидности таких складок. Широкие, иногда изометричные синклинали, выполненные в осевой части мощными отложениями верхнего мела и палеогена, образуют одну группу, а узкие и длинные килевидные синклинали с верхним мелом в ядре – другую. В ядре складок второй группы часто наблюдается интенсивная дисгармоничная осложняющая мелкая складчатость. При наличии плоского днища слагающие ядро синклинали пласти либо не смяты в дополнительные складки вообще, либо дислоцированы незначительно. Зато они нередко разбиты серией мелких взбросов и надвигов с незначительными смещениями вдоль поверхностей разрывов.

В целом форма всей складчатой зоны в плане и поперечных сечениях как бы диктуется характером антиклиналей, которые морфологически более единообразны, чем синклинали. Последние как будто бы просто заполняют пространство между антиклиналями, приспосабливаясь к ним. Поэтому и наблюдается разнообразие форм синклиналей от плоских чаше- и корытообразных до узких килевидных. Отмечаются пологое погружение зеркала складчатости в северном направлении (под углом 2–3°).

Ядра крупных антиклиналей там, где удается видеть строение их глубоких частей, осложнены мелкими узко сжатыми складками и разрывами, развитыми в песчано-глинистых толщах средней юры. Наиболее примечательной особенностью этих крупных складок является отчетли-

во выраженная дисгармония между ааленскими отложениями ядра, смытыми в интенсивные острые подобные складки (с амплитудой 0,5–1 км и шириной 200–500 м), и более высокими горизонтами – особенно карбонатными толщами верхней юры и мела, образующими коробчатую "оболочку" крупной антиклинали. Дисгармония характерна только для ядра каждой большой антиклинали (в участке куполовидного воздыма-ния шарнира), поскольку на крыльях всюду наблюдается совершенно согласное залегание байоса на отложениях аалена.

Крупные разломы в Известняковом Дагестане не устанавливаются ни при геологических съемках, ни при дешифрировании дистанционных фотоматериалов. Исключение составляет непрерывная полоса значительных по размеру взбросов, обрамляющих "Дагестанский клин" с севера и северо-востока, и отделяющая горную часть этой области от предгорий. Эти взбросы в основном полого погружаются к северу (углы падения сместителей 40–60°), и по ним молодые, кайнозойские породы предгорий взбрасываются в южном направлении на одновозрастные же им толщи.

Разрывы горной части области в основном связаны со складками: большинство взбросов и круtyх надвигов кавказского простирания приурочены к более крутым крыльям антиклиналей, причем нередко они проходят вдоль замков дополнительных гребневидных складок. По большей части – это не непрерывные разрывы, а цепочки кулисообразно подставляющих друг друга дизъюнктивов, не обнаруживающих сколько-нибудь значительных смещений.

Помимо разрывов, простирающихся согласно со складками, наблюдаются также разрывы северо-западного и северо-восточного простираний. Лучше всего такие диагональные разрывы читаются на мелкомасштабных аэрофотоснимках или крупномасштабных снимках Земли из космоса. Ряд исследователей интерпретирует диагональные разрывы этих направлений как активные правосторонние и левосторонние сдвиги соответственно и даже обнаруживает значительное сходство всей складчато-сдвиговой структуры "Дагестанского клина" с Копетдагом [85, 119].

Нами при изучении космофотоснимков масштаба 1:500 000 установлено, что линеаменты диагонального простирания действительно в Известняковом Дагестане распространены очень широко, однако все они очень непротяженные. Длина отдельных линеаментов обычно не превышает 10–15 км, большая же их часть не длиннее 5–10 км. Лишь изредка они выстраиваются в более протяженные структуры, подставляя друг друга по простиранию или кулисообразно. Иной тип протяженных линейных зон образуют ряд параллельных друг другу, сближенных в узкой зоне линеаментов (рис. 26). Длина таких линейных зон, состоящих из отдельных, сравнительно коротких линеаментов, уже превышает несколько десятков километров. С запада и востока Дагестанский клин ограничивается наиболее протяженными диагональными зонами разломов – соответственно Цхинвали-Казбекской северо-восточного простирания и Самурской – северо-западного. Вообще же в пределах Дагестанского клина удается выделить порядка десятка протяженных линейных зон разрывов диагональных простираций. Интересной особенностью их является то, что

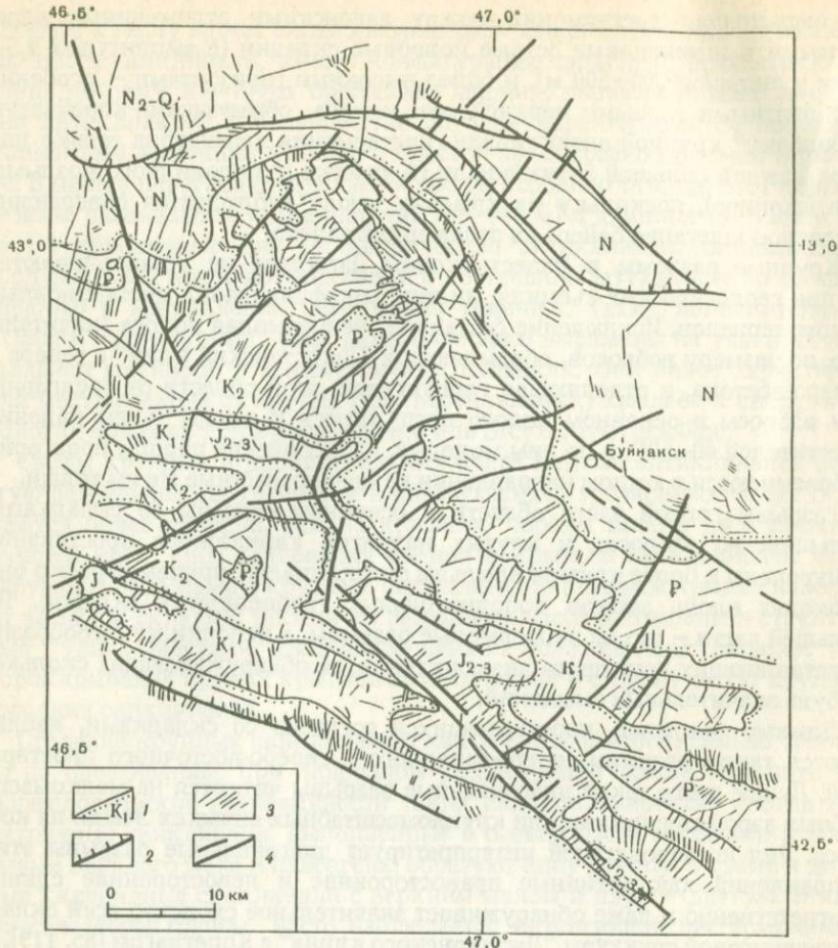


Рис. 26. Космогеологическая схематическая карта северо-восточной части Дагестанского клина (составил Е.А. Рогожин с использованием литературных данных [150])

1 — стратиграфические границы; 2 — взбросо-надвиги; 3 — космофотолинеаменты мелкие; 4 — то же, крупные и зоны сгущения мелких космофотолинеаментов

в области предгорий и в северной части Известнякового Дагестана эти разрывные зоны характеризуются простирациями 320–340° С3 и 40–50° СВ, а южнее, в зоне коробчатых складок, азимуты их простирания становятся 310° С3 и 50–70° СВ. Протяженные линейные зоны разрывов разбивают все пространство Дагестанского клина на разноразмерные блоки неправильной ромбовидной формы. В северной части на границе с предгорной зоной длинные оси таких блоков ориентированы близмеридионально, а в южной части, в зоне линейных коробчатых складок, скорее близширотно.

О вероятной сдвиговой природе диагональных линейных зон разрывов может говорить приуроченность к некоторым, наиболее крупным из

них, кулисообразно подставляющих друг друга антиклинальных валов – участков максимального вертикального воздымания шарниров в пределах близширотно ориентированных крупных антиклинальных складок (см. рис. 26). Так, на линейную зону разрывов, протягивающуюся вдоль ориентированного в северо-западном направлении отрезка долин р. Аварское Койсу и р. Кара-Койсу, как бы насажены шесть участков максимального воздымания шарниров в Айлитмахинской, Кули-Меерской, Арак-Меерской, Кадарской, Чиркатинской и Салаутской антиклиналях. В этих ядрах воздымания обнажаются средне-верхнеюрские породы, тогда как в удалении от них складки сложены породами нижнего мела. Точно так же ядра воздымания в пределах Хунзахской, Арак-Меерской и Салатаусской складок приурочены к диагональной зоне разрывов, простирающейся вдоль ориентированного в северо-восточном направлении отрезка долины р. Андийское Койсу. Возможные сдвиговые смещения по крупным линейным зонам разрывов северо-восточного и северо-западного простирианий подтверждаются наличием систем многочисленных непротяженных эшелонированных линеаментов, напоминающих присдвиговые трещины отрыва (см. рис. 26).

Однако суммарные амплитуды сдвиговых смещений даже по крупным диагональным зонам разрывов, по-видимому, невелики. Во всяком случае они несопоставимы с амплитудами смещений по диагональным сдвигам Копетдага. Такое заключение можно сделать, поскольку в Известняковом Дагестане диагональные зоны разрывов существенно не смещают оси складок или другие линейные элементы структуры Кавказского простириания. Крупные же сдвиги Копетдага смещают оси складок на расстояние до 7 км [26].

Долгое время считалось, что тектоника Известнякового Дагестана сравнительно проста. Формирование коробчатых складок связывалось либо со штамповым механизмом, либо с нагнетанием в ядра антиклиналей песчано-глинистых пород нижнего структурного яруса. В обоих случаях казалось, что горизонтальные движения здесь практически не оказывали воздействия на процесс складкообразования [150].

Полученные в последние годы материалы об условиях залегания осадочного чехла (геологическое картирование, бурение), геофизические данные (сейсморазведка, гравиразведка и детальная сейсмология), а также результаты литолого-стратиграфических исследований позволили совершенно изменить представление об условиях осадконакопления и деформации в этом районе [40, 100, 141]. Суммировав все эти новые материалы. К.О. Соборнов пришел к следующим выводам. Если тектоника внутренней зоны Дагестанского клина, описанная нами выше, представляется достаточно простой, то структура внешней зоны может считаться сильно осложненной на глубине шарьязами. Основными структурными элементами этой зоны являются, по его данным, клиновидные вдвиговые пластины, двигавшиеся в северном направлении и расщепляющие осадочные толщи Терско-Каспийского прогиба.

Эти "остроугольные тектонические аллохтоны", внедренные внутрь осадочного чехла на уровне горизонта майкопских глин, не имеют прямом-

го структурного отражения в перекрывающих и подстилающих аллохтонных толщах. Структура в целом имеет в разрезе как бы телескопический облик: система аллохтонных пластин, сорванных на уровне ниже-среднеюрских пород, внедряется в передовой прогиб. Плоскости надвигов, ограничивающие эти пластины снизу, погружаются в южном направлении и уходят даже в доюрские отложения [141]. Многочисленные надвиги скибового типа, отделяющие клиновидные вдиговые аллохтоны от выжележащих пород, погружаются в противоположном – северном направлении. Те и другие разрывы сливаются в единую клиновидную структуру, внедряющуюся под пассивно реагирующую верхнюю плиоцен-четвертичную часть осадочного чехла.

Фронт вдиговых пластин осложняет южный борт Терско-Каспийского прогиба до глубины 6 км [141]. Ширина зоны существования безусловно доказанных аллохтонных структур вдигового типа, охватывающей пограничную область между внутренней и внешней частями Дагестанского клина, составляет около 20–30 км.

К.О. Соборнов склонен продолжать зону глубинного шарьяжа и под всю внутреннюю зону Известнякового Дагестана, причем единый глубинный надвиг прорезает и сдваивает, с его точки зрения, не только весь разрез мезозоя и палеогена, но и кристаллические толщи доальпийского фундамента. Эти представления, к сожалению, опираются лишь на косвенные и, по-видимому, недостаточные данные: анализ глубин гипоцентров землетрясений Дагестана и интерпретацию разреза ГСЗ Волгоград–Нахичевань.

В то же время подробно рассмотренные выше материалы изучения складчато-разрывной структуры Известнякового Дагестана приводят нас к убеждению, что вряд ли есть основания продолжать глубинный надвиг под весь северный склон Большого Кавказа. Дело в том, что параллельные осям складок взбросы и надвиги здесь непротяжены по простиранию и характеризуются незначительными амплитудами вертикальных смещений крыльев. В связи с такой слабой реакцией "покрышки" разреза осадочных пород на предполагаемое вдвигание глубинного клиновидного аллохтонного блока гигантских размеров позволяет предположить лишь очень скромное движение чехла относительно фундамента по типу отрыва и независимой деформации. Участие же крупных пластин фундамента в шарьяжеобразовании с многокилометровыми амплитудами их горизонтального перемещения в северном направлении представляется маловероятным при столь спокойной складчато-разрывной структуре на поверхности. О том же говорит и отсутствие крупных сдвиговых перемещений вдоль диагональных зон разрывов, которые должны были бы неизбежно проявиться как результат неравномерного по простиранию активного движения обширных аллохтонных пластин глубинного заложения.

Тем не менее новые представления о структуре передовой зоны Дагестанского клина очень ценные. Они позволяют увязать воедино всю складчато-разрывную структуру района, представить Большой Кавказ как достаточно симметричную складчатую систему, в которой вновь открытые шарьяжные структуры северного склона как бы уравновешивают систему

му аллохтонов и чешуйчатых надвигов, известных на южном склоне и движавшихся также центробежно от осевой зоны "сланцевого ядра".

Известняковый Дагестан, если смотреть с этих позиций, имеет клинообразную форму не только в плане, но и в разрезе.

ТФАНСКАЯ ЗОНА – ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ПЕРИКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тфанская зона является осевой структурой Юго-Восточного Кавказа, и ее погружение к востоку совпадает с периклинальным замыканием всего мегантиклиниория Большого Кавказа. Этот район неоднократно привлекал внимание исследователей, занимавшихся вопросами изучения морфологии и генезиса складчатости [39, 65, 177]. Было выяснено, что Юго-Восточный Кавказ состоит из ряда структурных ступеней, каждой из которых присуща своя морфология складчатости и своя история развития (см. рис. 1). В строении Тфанской ступени (зоны) выделены Куруш-Конахкендский и собственно Тфанский антиклиниории, разделяющиеся Хиналыкским синклиниорием (рис. 27). К югу от Куруш-Конахкендского антиклиниория проходит Главный Кавказский надвиг (в пределах Дагестана – Ахтычайский разлом) [70, 162].

В Тфанской зоне на поверхность выходят флишоидные и глинисто-сланцевые образования нижней, средней, верхней юры и нижнего мела. Различаются две фациальные подзоны с несколько разным характером разреза. Северная располагается в виде узкой полосы к северу от Ахтычайского разлома вдоль границы Тфанской и Шахдаг-Хизинской зон. Южная, более обширная, охватывает остальную часть Тфанской зоны к югу от этого разлома. Разрез южной фациальной подзоны начинают породы нижнесидеритовой толщи нижнеааленского подъяруса общей мощностью более 1000 м. Это как правило черные аргиллиты с редкими тонкими прослойками алевролитов и песчаников, с большим количеством сидеритовых конкреций. Стратиграфически выше повсеместно присутствует пачка толсто-среднеслоистых песчаников с прослойками аргиллитов мощностью от 10 м в западной части района до 150–200 м на востоке. Слои песчаников в этом маркирующем горизонте достигают мощности 1–1,5 м. На этой пачке, называемой также "аташкайнскими песчаниками", согласно залегает верхняя сидеритовая толща низов верхнего аалена мощностью 200–600 м, по составу и облику не отличающаяся от нижнесидеритовой толщи. Верхняя сидеритовая толща вверх по разрезу постепенно переходит в толщу песчано-аргиллитового состава верхов верхнего аалена общей мощностью от 100 м на востоке до 800 м на западе Тфанской зоны. На востоке района, там, где мощности меньше, толща имеет ленточный характер переслаивания, на западе отдельные слои песчаников увеличивают мощность до 10–50 см [39, 65, 111, 162, 176].

На эти образования чаще согласно, но местами с размывом и небольшим угловым несогласием ложатся породы байосского яруса. Состав и характер переслаивания этих отложений изменчив, но в целом их разрез

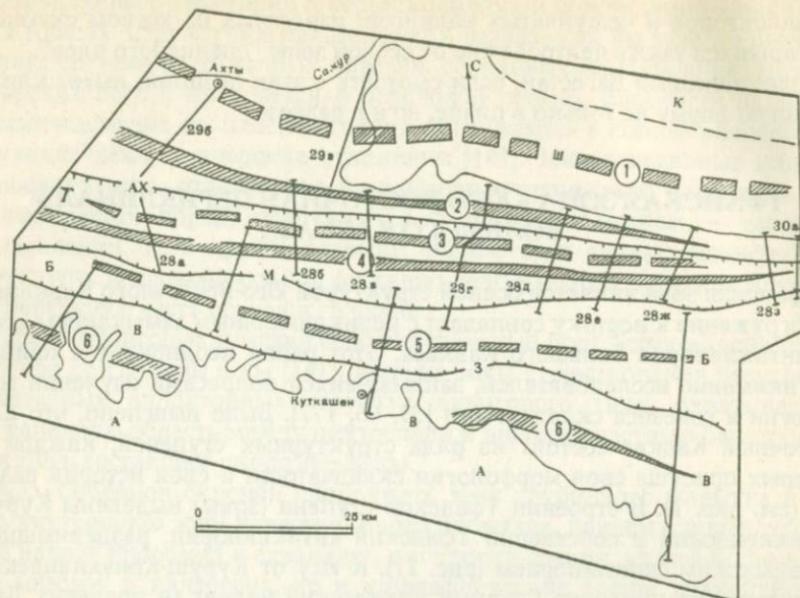


Рис. 27. Схема складчатых структур Юго-Восточного Кавказа (по [39, 70, 162, 176])
Структурные ступени (зоны): К – Кусарская, Ш – Шахдагская, Т – Тфанская,
Б – Ковдагская (Бабадагская), В – Вандамская, А – Алазано-Агричайская

Оси крупнейших складчатых структур (цифры в кружках): 1 – Шахдаг-Хизинского синклиниория, 2 – Куруш-Конахкендского антиклиниория, 3 – Хиналыкского синклиниория, 4 – Тфанского антиклиниория, 5 – Ковдагского синклиниория, 6 – Вандамского антиклиниория

Разломы: AX – Ахтычайский, М – Малкамудский, З – Зангинский (28 а-и, 29 б, в) – линии структурно-геологических разрезов (см. рис. 11, 28, 29)

представлен чередующимися песчаниками и алевролитами с преобладанием песчаников. Весьма характерны мощные (до 3–5 м) пласти песчаников с маломощными прослойями алевролитов и аргиллитов. Общая мощность отложений байосского яруса 200–600 м. Образования байоса как правило согласно перекрываются отложениями батского яруса. Это – переслаивающиеся песчаники и аргиллиты с незначительной мощностью ритмов (10–30 см) с примерно равным соотношением компонентов. Мощность отложений яруса 200–600 м.

Выше по разрезу располагаются верхнеюрские образования в основном терригенного состава, в восточной части района с характерной красноватой окраской. Разрез начинается чередующимися алевролитами и средне-крупнозернистыми песчаниками келловейского и оксфордского возраста. Встречаются прослои кремнистых пород и известняков. Мощность 400–600 м. Эти отложения распространены в верховьях рек Джимичай и Бабачай, западнее они выпадают из разреза. Киммериджский ярус представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами с флишоидным характером переслаивания, с характерным красноватым оттенком окраски этих в общем серых отложений. В отличие от пород келловей-

ского и оксфордского ярусов, в разрезе киммериджа отсутствуют кремнистые породы и известняки. В то же время доля песчаников в разрезе более значительна. У пос. Конахкенд в разрезе отмечаются мощные (1–3 м) прослои конгломератов. Мощность отложений киммериджского яруса 100–500 м. На востоке района они постепенно сменяют вверх по разрезу отложения оксфордского яруса, а западнее с размывом, но без углового несогласия залегают на породах средней юры.

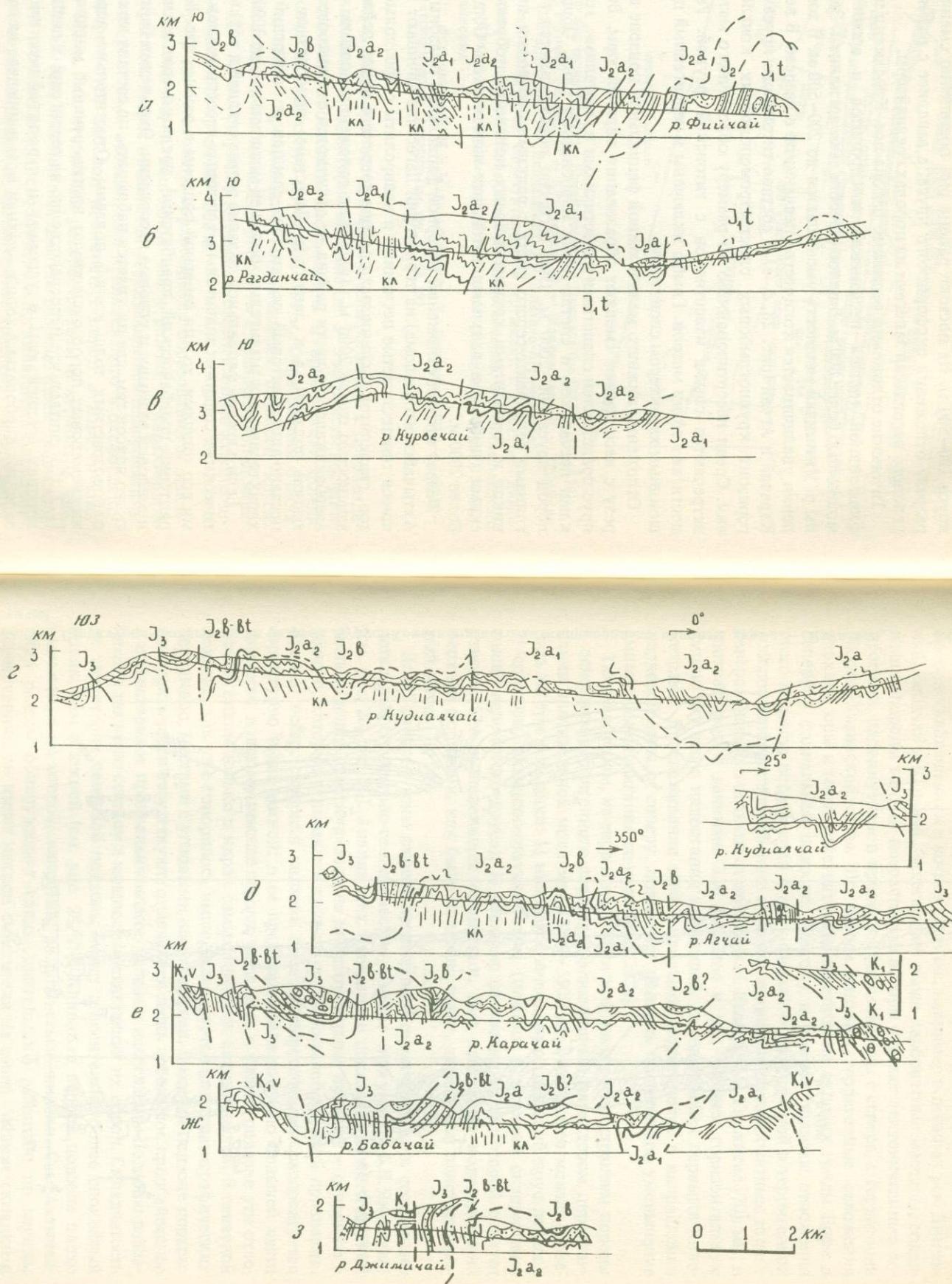
Титонские отложения восточнее района пос. Конахкенд представлены флишоидной толщой песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью более 800 м. В целом преобладают аргиллиты. Западнее долины р. Джимичай мощность уменьшается до 200–500 м. В том же направлении увеличивается количество песчаников в разрезе. В верховьях рек Карабай и Агчай (рис. 28, д, е) в составе титонского яруса наблюдается горизонт крупноглыбовых олистостромоподобных конгломератобрекчий. Среди несортированного по размеру обломочного материала часто встречаются глыбы известняков с титонской фауной. Размеры глыб достигают сотни метров. Глыбы включены в терригенный цемент с флишоидным характером слоистости.

Отложения нижнего мела в южной фациальной подзоне вверх по разрезу с несогласием сменяют образования верхней юры. Веланжинский ярус представлен слоистыми известняками и мергелями, местами с пачками песчаников и светло-серых карбонатных глин. Общая мощность пород яруса 800–2000 м. Они согласно перекрываются готеривскими глинами зеленовато-серого цвета с редкими прослойками песков, галечников и горизонтами крупноглыбовых конгломератобрекчий с гигантскими глыбами и валунами титонских известняков. Общая мощность более 2000 м.

Разрез юрских отложений северной фациальной подзоны (к северу от Ахтычайского разлома) на территории Дагестана начинают переслаивающиеся толстослоистые песчаники и алевролиты с прослойками конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев тоарского яруса лейаса с видимой мощностью около 2000 м. Ааленские отложения подзоны в восточной, азербайджанской, части района не отличаются от одновозрастных пород южной подзоны, а к западу (в Дагестане) приобретают существенно песчано-алевролитовый состав (без сланцев и конкреций сидерита) и характеризуются значительно большей мощностью – до 3000 м.

Если в южной фациальной подзоне разрез средней и верхней юры практически не содержит значительных угловых несогласий между слагающими его толщами, то для северной подзоны в районе пос. Конахкенд характерны предбайосский, предбатский, предкиммериджский и преднижнемеловой размывы и угловые несогласия. Отложения байосского и батского ярусов там, где их удается наблюдать, по составу не отличаются от одновозрастных толщ южной подзоны. Относительно верхнеюрских и нижнемеловых пород существуют противоречивые мнения. В.Н. Шолпо [172, 173] считает, что непосредственно на терригенных дислоцированных породах средней юры с угловым и стратиграфическим несогласием залегают карбонатные толщи верхней юры и нижнего мела. Эти породы

Рис. 28. Структурно-геологические разрезы Тфансского антиклиниория по долинам рек: а — Фийчай, б — Рагданчай, в — Курвечай, г — Кудиалчай, д — Агчай, е — Кар. чай, ж — Бабачай, з — Джимичай; кл — ориентировка кливажа



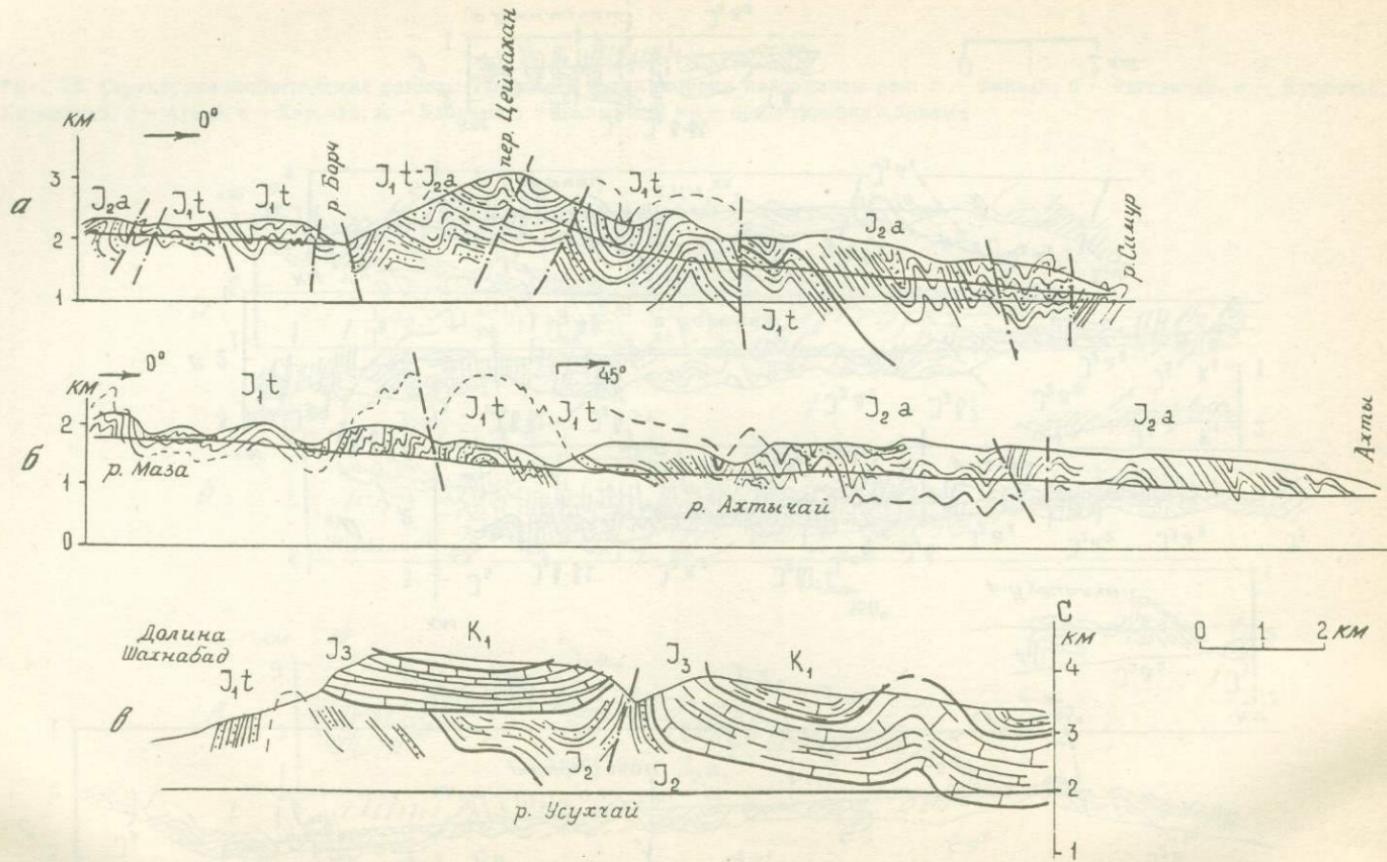


Рис. 29. Структурно-геологические разрезы Куруш-Конакендского антиклиниория по долинам рек: а — Цейлахан, б — Ахтычай, в — Усухчай

слагают высокие формы рельефа – горы Шахдаг, Ярудаг, Шолбуздаг, Кызыл-Кая и др. Б.М. Исаев, Т.Г. Гаджиев и др. [70] среди терригенных флишоидных толщ, подстилающих эти карбонатные массивы, обнаружили отложения верхней юры и нижнего мела, по составу похожие на те, которые наблюдаются в южной подзоне, например в долинах рек Джимичай, Бабачай и Карабай. Залегающие выше карбонатные массивы, содержащие породы того же возраста, эти авторы считают тектоническими покровами, надвинутыми в пределы Тфансской зоны с севера, с территории Шахдаг-Хизинской зоны. По нашим данным, терригенные отложения верхней юры и мела действительно имеются на склонах гряды Ерфи в северной фациальной подзоне. Поэтому в разрезе подзоны отложения этого возраста встречаются в двух фациях – карбонатной и терригенной флишоидной. Их совмещение вызвано надвиганием карбонатных толщ с севера. Однако в отличие от оценок Б.М. Исаева, Т.Г. Гаджиева [70], мы, в соответствии с данными Э.А. Паниева и др., считаем горизонтальную амплитуду этого надвигания небольшой, измеряющейся первыми километрами. Прослеживание этой надвиговой поверхности в направлении корневой зоны, к северу, позволяет заметить постепенное уменьшение амплитуды надвигания до нуля (рис. 29, в).

Таким образом, на территории Тфанской зоны распространены породы в основном терригенного состава с флишоидным характером переслаивания значительной мощности (2500–5500 м). Весь разрез можно разделить на три формации: 1) нижнюю флишоидную (тоарский ярус лейаса); 2) среднюю, сланцево-граувакковую (нижняя и верхняя сидеритовые толщи ааленского яруса); 3) верхнюю флишоидную, к которой следует отнести все вышележащие отложения. Для некоторых подразделений верхней формации, как было показано выше, характерен олистостромовый облик [70, 94].

Для Тфанской зоны вкрест простирации структуры были составлены детальные структурно-геологические разрезы (при участии Ф.Л. Яковleva) (см. рис. 28; рис. 30). Анализ этих материалов показал, что Ахтычайский разлом делит Тфансскую зону на две структурные подзоны – северную и южную, которые отличаются друг от друга большой группой признаков. Прежде всего, северная подзона по всем пересечениям располагается структурно выше южной: в ее пределах обнажаются по большей части тоарские и нижнеааленские породы, тогда как в южной подзоне эти отложения видны только в ядрах самых крупных антиклиналей. В северной подзоне, как уже говорилось выше, фиксируется ряд стратиграфических перерывов, местами с угловыми несогласиями. В южной подзоне перерывы практически отсутствуют, отмечаются лишь небольшое предбайосское и существенное предваланжинское угловые несогласия. Подзоны различаются также по составу и мощностям слагающих их пород. Складчатость на территории северной подзоны имеет относительно более спокойный облик, чем в южной (см. рис. 28, 29). Кливаж в первой подзоне плохо выражен, а во второй, напротив, развит весьма широко. Сам Ахтычайский разлом обнаруживает следы длительного развития: по многим пересечениям он имеет наклон сместителя на север. Мелкие складки в

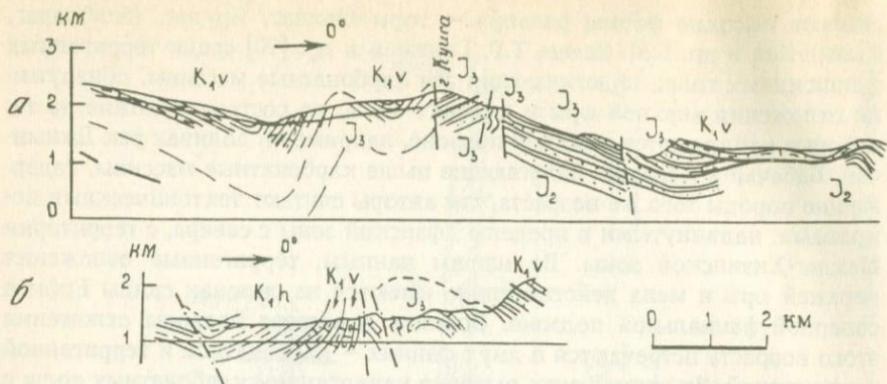


Рис. 30. Структурно-геологические разрезы в области периклинального замыкания Тифанского антиклиниория по долинам рек Вельвичай, Шхаличай (а), в верховьях р. Гильгильчай (б)

приразломной зоне и другие признаки указывают на движения типа надвига (см. рис. 28, а, б), а сближены по этому надвигу более древние породы на севере и более молодые на юге, т.е. прежде этот надвиг имел характер сброса. Эти факты свидетельствуют о разной истории развития разделенных разломом северной и южной подзон Тифанской зоны.

В северной подзоне развиты крупные складки (II порядка), сравнительно слабо осложненные складками меньшего размера. По морфологии и те и другие дислокации – открытые, широкие, в основном дугообразные, реже коробчатые и корытовидные. Интенсивно сжатые мелкие складки также встречаются, но на небольших, ограниченных участках (см. рис. 29). Вергентность структуры не выражена, кливаж практически отсутствует. Зеркало складчатости субгоризонтально. Складчатость на территории северной подзоны имеет в основном облик, свойственный промежуточной разновидности.

Как показал анализ детальных разрезов (см. рис. 28), южная подзона или, как мы будем называть ее в дальнейшем, Тифанский антиклиниорий, расположенный, между Малкамудским надвигом и Ахтычайским разломом (см. рис. 27), в разрезе состоит из трех складок I порядка – центральной веерообразной Базардюзинской антиклинали и двух обрамляющих ее с севера и юга Хиналыкской и Сарыдашской синклиналей [162]. В свою очередь центральная антиклинальная складка состоит из трех складок II порядка – двух антиклинальных, северной и южной, образующих как бы уши веерообразной структуры, и центральной синклинальной, расположенной между ними. Количество складок III и IV порядков, осложняющих эти пять складок I и II порядков, разное по разным пересечениям. На большей части исследований территории осевые поверхности мелких складок, а также поверхности кливажа в южной антиклинальной складке II порядка имеют падение на север, а в северной – на юг. Это придает веерообразный характер не только центральной антиклинали I порядка, образующей ядро Тифанского антиклиниория, но и всему складчатому

сооружению антиклиниория в целом (см. рис. 28, а-е). В восточной же части района веерообразный характер структуры проявлен слабее и затушеван общим опрокидыванием складок на юг (см. рис. 28, ж, з). Разрывные нарушения имеют углы падения сместителей, согласные как правило с местной вергентностью. Амплитуды разрывных смещений достигают иногда значительных величин, существенно искажая складчатую структуру. Чаще всего у разрывов опущено южное крыло.

Тфанская зона в целом представляет собой весьма разнородную по морфологии складчатости структуру. Заметные ее изменения наблюдаются в направлении как вкрест, так и по простирации общей зональности. Вкрест простирания, с одной стороны, сильно отличаются друг от друга северная и южная подзоны, а с другой стороны, в последней более простые, открытые складки III и IV порядков приурочены к синклиналям I и II порядков. Более напряженная складчатость наблюдается в двух антиклинальных складках II порядка, осложняющих ядро антиклиниория. По простиранию напряженность складчатости снижается в целом с запада на восток. При этом более просто устроенные синклинали I и II порядка занимают все большую часть площади антиклиниория, а сравнительно сложно устроенные антиклинали II порядка приобретают гребневидный облик. Восточнее периклинали Тфанского антиклиниория, на его простирации, там, где Тфанская зона (ступень) перестает существовать и более северная Шахдаг-Хизинская ступень соседствует непосредственно с более южной Ковдагской, в бассейне р. Гильгильчай среди меловых пород имеется несколько небольших брахиморфных антиклиналей, в которых обнажаются породы средней и верхней юры (см. рис. 30). Складчатость относится здесь к уже ярко выраженному промежуточному типу. Брахиантиклинали дугообразные и гребневидные, мелкая складчатость в них иногда довольно напряженная, а синклинали в породах мела обширные открытые, слабо смятые, мелкая складчатость отсутствует.

Отмечается асимметрия Тфанского антиклиниория. Северное крыло уже и менее ярко выражено, чем южное, ядро несколько смещено к северу, возраст пород, слагающих антиклиниорий, в целом становится все более молодым в направлении с севера на юг.

Материал структурных разрезов по Тфанской зоне проанализирован по методике А.В. Вихерта [37] и по методике, предлагаемой в начале настоящей работы. При этом ставилось несколько задач. Во-первых, надо было объективно оценить различия в морфологии складчатости для северной и южной подзон, во-вторых, необходимо было проследить изменение морфологической сложности складчатости с запада на восток в направлении погружения Тфанской зоны и, наконец, в-третьих, следовало установить и закартировать морфологические неоднородности складчатости на территории Тфанского антиклиниория. Были подсчитаны показатели избыточной длины слоев (λ) и относительной частоты антиклиналей (v) по каждому из разрезов к северу и югу от Ахтычайского разлома. Кроме того, была проведена оценка степени морфологической сложности складчатости (м.с.) по участкам разрезов. При этом получен ряд цифр, характеризующих на отдельных участках эту величину.

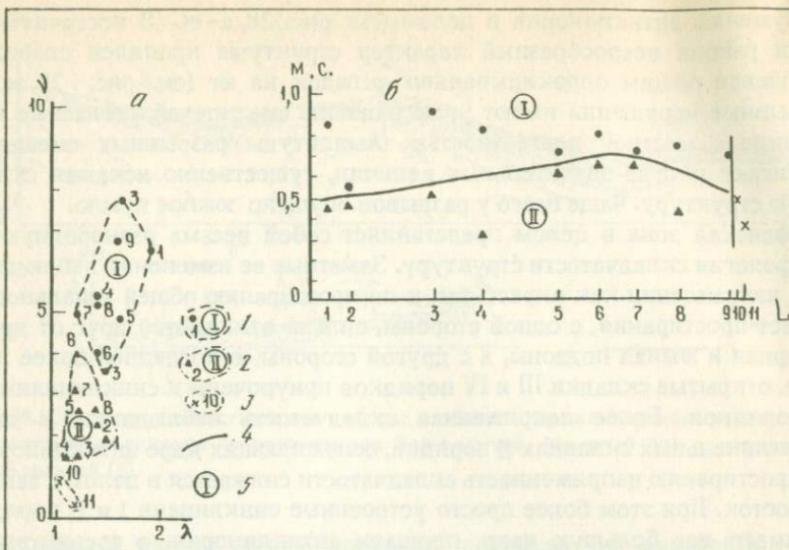


Рис. 31. Графики количественного сопоставления морфологии складчатости в пределах Тфанского (I) и Куруш-Конаккендского (II) антиклиниориев: а — по методике А.В. Вихерта (λ , γ); б — по методике оценки степени морфологической сложности складчатости (м.с.) (по [37, 134])

1—3 — контуры поля, положение на графиках и номера точек, для: 1 — Тфанского антиклиниория, 2 — Куруш-Конаккендского антиклиниория, 3 — периклинальной зоны Тфанского антиклиниория; 4 — линии, разделяющие поля точек разных структурных подразделений; 5 — номер антиклиниория

Решение первой задачи довольно важно при всяком тектоническом районировании — при выделении структурно-фацальных зон. Как мы видели из описания стратиграфии северной и южной подзон, их разрезы несколько различаются по составу пород, мощностям, количеству и расположению стратиграфических перерывов. При описании складчатой структуры обеих подзон также обнаруживаются ее качественные различия в пределах каждой из них. При нанесении значений λ и γ на график выяснилось, что точки, соответствующие оценкам интенсивности складчатости южной подзоны, заняли правый верхний угол диаграммы (рис. 31, а), точки оценок северной подзоны сконцентрировались в средней части, а цифры интенсивности складчатости на периклинальном замыкании Тфанского антиклиниория оказались в левом нижнем углу графика. Значения интенсивности складчатости этих трех структурных провинций образуют на графике три отдельных облака точек.

Выяснилось также, что складчатость в обеих структурных подзонах Тфанской зоны является по морфологии полной, по оценкам А.В. Вихерта [37]. Промежуточная складчатость отмечается в северной подзоне лишь по одному разрезу (см. рис. 28, в; 29, в) и на восточной периклиниали антиклиниория (см. рис. 30).

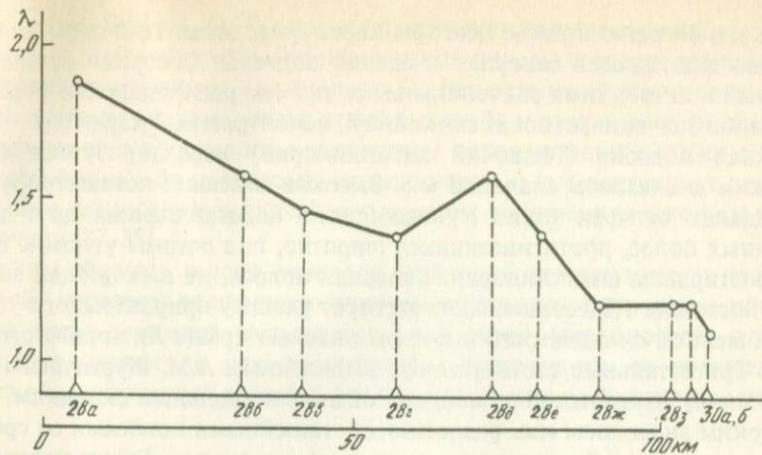


Рис. 32. График изменения коэффициента избыточной длины слоев (λ) для разрезов Тфансского антиклиниория в юго-восточном направлении

Чтобы применить предлагаемую в настоящей работе методику, потребовалось по каждому структурно-геологическому разрезу подсчитать среднее значение м.с. для южной и северной подзон отдельно. Затем эти значения были нанесены на график (см. рис. 31, б), где по вертикальной оси откладывается значение м.с., а по горизонтальной – расстояние между разрезами (см. рис. 28, 29) в масштабе. Для сравнения приведены также средние значения м.с. для разрезов на периклинальном замыкании Тфанской зоны (см. рис. 30). Величины оценки для южной подзоны занимают область значений от 0,7 до 0,9, причем отмечается тенденция их уменьшения с запада на восток (см. рис. 31, б). Для северной подзоны и периклинального замыкания антиклиниория средние величины м.с. укладываются в рамки от 0,3 до 0,7. Какой-либо закономерности в изменении этой величины по простиранию северной подзоны не наблюдается. Тенденция убывания величин в направлении с запада на восток для южной подзоны выявляется при расчетах по методике А.В. Вихерта (рис. 32).

Таким образом, из совместного применения методик оценки интенсивности складчатости на основании одного и того же структурного материала вытекают похожие выводы: 1) складчатость в южной и северной подзонах по морфологии в целом значительно различается; 2) степень сложности складчатости в южной подзоне (Тфанском антиклиниории) закономерно снижается с запада на восток.

Для решения третьей поставленной задачи составлена карта оценок м.с. Тфанской зоны¹, на которой обрисовались поля с разными значениями этой величины (см. рис. 10), в общем согласные с простираем склад-

¹ Данные для Тфанской зоны показаны на карте морфологических разновидностей складчатости всего Юго-Восточного Кавказа (рис. 10).

чатах зон региона. Прежде всего на карте в пределах Тфансской зоны отчетливо выделяются северная и южная подзоны. Северная отличается низкими или средними значениями м.с., причем распределение участков с разными значениями носит спокойный, неконтрастный характер.

Южная подзона (Тфанский антиклиниорий) характеризуется более широким диапазоном значений м.с. Высокие значения концентрируются в пределах четырех узких кулисообразно подставляющих друг друга линейных полос, протягивающихся широтно, под острым углом к общему простианию антиклиниория. Северная полоса, не выходящая за пределы Восточного Дагестана, соответствует участку приразломного усложнения мелкой складчатости в южном висячем крыле Ахтычайского разлома. Три остальные соответствуют выделенным А.М. Щурыгиным [177] Ерфинской, Джиминской и Бабадагской антиклинальным складкам. Поля с высоким значением м.с. разделяются линейными полосами со средними значениями этой величины, а с севера и юга, по периферии антиклиниория, обрамляются довольно широкими участками со средними и низкими значениями этой величины. Поля средних и низких величин м.с. соответствуют крупнейшим синклиналям I и II порядка – Хиналыкской, Буланлыкской и Сарыдашской [177].

В направлении с запада на восток на территории антиклиниория значения м.с. в общем уменьшаются (см. рис. 31, б). В полях с разными значениями этой величины уменьшение идет по-разному: линейные поля низких и средних оценок становятся шире, величина м.с. в этом направлении несколько снижается, а поля высоких оценок сокращаются по ширине. Значения оценки в их пределах также уменьшаются, хотя и остаются все же довольно высокими. Уменьшение степени морфологической сложности складчатости в пределах всех выделенных полос идет не равномерно, а как бы пилообразно, с отдельными пиками более высоких и провалами более низких значений.

Таким образом, на примере Тфанского антиклиниория удается выяснить, каким образом происходит смена полной складчатости складчатостью промежуточного типа на восточном периклинальном замыкании мегантиклиниория Большого Кавказа. Вдали от периклинальной зоны складчатость голоморфного типа, выполняющая антиклиниорий, имеет в основном очень высокие значения м.с., несколько различающиеся в пределах крупных антиклиналей и синклиналей. По мере приближения к периклиниали в крупных синклиналях (I и II порядков) значения этой величины снижаются, складчатость в них приобретает менее сложную морфологию, хотя и остается по-прежнему полной. Эти полосы более простой складчатости в направлении периклиниали несколько расширяются, занимая на территории антиклиниория все большую площадь. Складчатость с высокой м.с. по-прежнему концентрируется в пределах крупных антиклиналей (II порядка), причем по мере приближения к периклиниали ее величина также несколько снижается, а главное, полосы, где развита сложная складчатость, становятся уже и занимают меньшую площадь, чем вдали от периклинального замыкания.

Наконец, в районе периклиниали происходит резкий скачок в значени-

ях м.с. (см. рис. 31, б). Совершенно исчезают полосы с очень высокими оценками этой величины. Остаются узкие полосы в приразломных антиклиналях со средними значениями м.с. Вся остальная территория складчатой системы дислоцирована довольно слабо в виде широких открытых синклиналей с небольшим количеством осложняющих мелких складок простой формы. За пределами антиклиниория к юго-востоку от периклинического замыкания складчатость в целом оценивается уже как промежуточная [37, 39].

Таким образом, в зоне перехода от полной складчатости к промежуточной нарастает ее неоднородность, все большую часть площади складчатой зоны занимает складчатость с простой морфологией, пока не распространяется на всю территорию. Складчатость со сравнительно сложной морфологией остается лишь в виде узких гребневидных полос.

ГОЙХСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ – СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПЕРИКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Вторая, северо-западная, периклиналь мегантиклиниория Большого Кавказа была изучена с целью сопоставления полученного структурного материала с теми закономерностями распределения морфологических разновидностей полной складчатости, которые были получены для Транс-Северо-Кавказской зоны – юго-восточной периклинали. По мнению В.Е. Хайна [165], эти две зоны очень похожи друг на друга, являясь как бы зеркальным отражением одна другой.

Северо-западная оконечность юрского ядра Большого Кавказа – хорошо исследованный район. В последние годы здесь проводилось интенсивное изучение магматизма, тектоники [2, 28, 97], стратиграфии [12, 13, 14, 29, 50, 112, 117], складчато-чешуйчатой структуры [35, 36, 52], литологии [29] и т.д.

Разрез ниже-среднеюрских отложений формирующих ядро мегантиклиниория Большого Кавказа в его северо-западной части (Гойхский антиклиниорий), отличается значительной фациальной изменчивостью [112, 117]. Выделяется ряд структурно-формационных зон и единиц, главные из которых в направлении с севера на юг следующие: Архыз-Гузерипльская, Псеашхинская, Псехако-Березовская, Гойхская и Краснополянская (рис. 33). Три последние структурные единицы являются дробными подразделениями Гойхско-Ачишхинской зоны. В низах разреза всех этих подразделений отмечаются толщи переслаивающихся аргиллитовых сланцев, песчаников, алевролитов, часто с прослойками и горизонтами гравелитов и конгломератов, особенно в базальных частях. Возрастной объем и мощности этих флишиоидно-молассовых по типу переслаивания и составу толщ в каждой структурной зоне или единице свой собственный. В Архыз-Гузерипльской зоне эти отложения, которые можно квалифицировать в качестве нижней флишиоидной терригенной

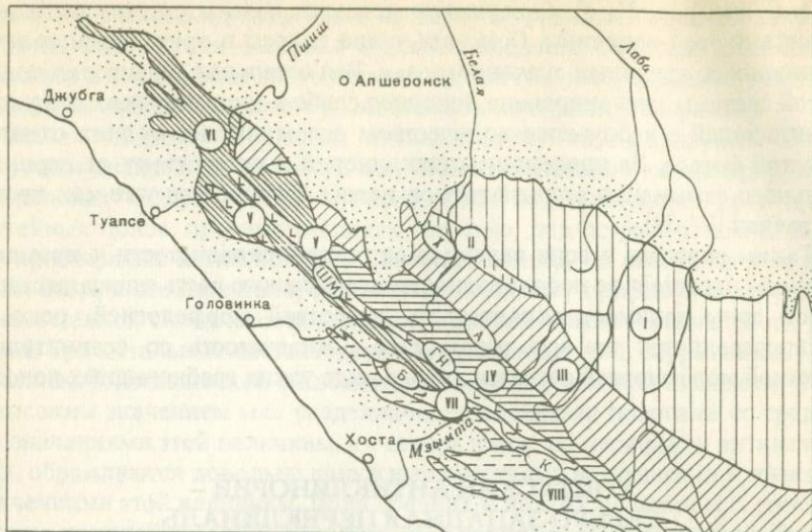


Рис. 33. Схема тектонического районирования Северо-Западного Кавказа (по [112])

I – Лабино-Малкинская зона, II – Пшекиш-Тырныаузская зона, III – Архыз-Гузерипльская зона, IV – Псеашхинская зона, V – Псехако-Березовская структурная единица, VI – Гойтская структурная единица, VII – Краснополянская структурная единица, VIII – Абхазо-Рачинская зона

Точечным крапом обозначены нижне-среднеюрские отложения. Разломы: А – Атамакинский, ГН – Главный надвиг, К – Краснополянский, Б – Бекиши, Х – Хамышкинский

формации, относятся к синемюрскому и плинсбахскому ярусам и имеют мощность 1300–1400 м (вериутская и чубинская свиты). В Псеашхинской зоне эти толщи соответствуют геттангскому, синемюрскому ярусам и части плинсбахского яруса (пслухская, чугушская, правопсеашхинская свиты), их мощность 1500–2000 м (рис. 34).

Псехако-Березовская структурная единица отличается малой мощностью базальных флишоидных образований (230 м) и синемюрским их возрастом (часть гузайской свиты). Наконец, Краснополянская структурная единица характеризуется значительным возрастным объемом и мощностью базальным флишоидным толщ. Они относятся к синемюрскому, плинсбахскому и тоарскому ярусам (эстосадокской, чвежипсинской и илларионовской свитам), их мощность составляет 2500–3000 м.

Выше базальных флишоидных отложений располагается толща аргиллитов и глинистых сланцев, которые в разных тектонических зонах также имеют несколько различные мощности и возраст. Эти глинистые отложения можно отнести к глинисто-сланцевой формации. В Архыз-Гузерипльской зоне аргиллиты и глинистые сланцы имеют ааленский возраст (тубинская свита) и мощность 1500 м, в Псеашхинской – верхне-плинсбах-тоарский возраст (лаурская свита) и мощность 2000 м. Псехако-Березовская структурная единица характеризуется большим возрастным интервалом глинисто-сланцевой толщи. Она относится к синемюрскому,

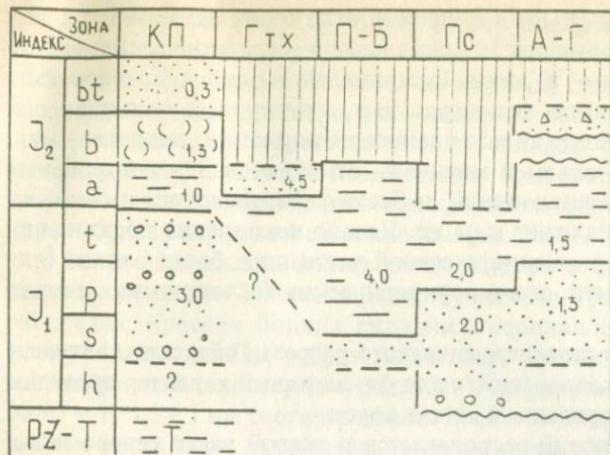


Рис. 34. Схема разрезов ниже-среднеюрских пород Северо-Западного Кавказа (по [117])

1 – отсутствие отложений; 2 – песчаники, алевролиты; 3 – олистостромы; 4 – эфузивы и туфы кислого и среднего состава; 5 – глинистые сланцы, аргиллиты; 6 – конгломераты; 7 – горизонты размыва; 8, 9 – границы формационных тел: проведенные предположительно (8), уверенно (9); 10 – КП – Краснополянская, Гтх – Гойтхская, П-Б – Псехако-Березовская, Пс – Псеашхинская мощность, км. Буквенные обозначения – структурно-формационные зоны. А–Г – Архыз-Гузерипльская

плинсбахскому, тоарскому и ааленскому ярусам (верхи гузайской свиты, свита р. Туровой, бзергийская и чаталтапинская свиты). Суммарная мощность формации очень велика – около 4000 м. В Краснополянской структурной единице к этой формации относятся глинистые и аргиллитовые сланцы ааленского возраста (анчхойская свита) мощностью 1000 м. Породы, относимые к глинисто-сланцевой формации, часто содержат прослои и горизонты вулканических образований – лав и туфов основного и среднего состава.

Выше толщи глинисто-сланцевой формации в некоторых разрезах описаны осадочные образования, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с прослойми и горизонтами (иногда очень мощными) кислых пирокластитов. Эти образования можно отнести к верхней флишоидной формации. В Архыз-Гузерипльской зоне к ней относятся верхнебайосские олистостромовые отложения (дикий флиш) зейтунской свиты. В Гойтхской структурной единице породы гойтхской серии ааленского возраста общей мощностью около 4500 м, а в Краснополянской структурной единице – вулканогенно-осадочные образования байосского (ачишхинская свита) и батского возрастов общей мощностью 1600 м. В пределах Псеашхинской зоны и Псехако-Березовской структурной единицы толщи такого состава отсутствуют.

Анализ стратиграфических разрезов ниже-среднеюрских отложений ядра северо-западной части Большого Кавказа позволяет сделать следую-

щий вывод. Возрастной объем и мощности отложений базальной флишоидной терригенной формации максимальны в периферических частях ядра мегантиклиниория – в Архыз-Гузерипльской зоне и Краснополянской структурной единице, в центральных структурных единицах они сокращаются. Для пород глинисто-сланцевой формации, напротив, максимальные возрастной объем и мощности отмечаются для центральных структурных единиц (Псеашхинской и Псехако-Березовской) и сокращаются по направлению на север и на юг. Начало накопления образований верхней флишоидной формации в осевой части ядра более раннее (для Гойтхской серии – аален), чем в периферических тектонических подразделениях (байос).

Таким образом, для стратиграфического разреза Гойтхского антиклиниория характерен тонкослоистый, часто флишоидный характер переслаивания и в основном терригенный состав пород.

Гойтхский антиклиниорий располагается в осевой части северо-западного окончания мегантиклиниория Большого Кавказа. С севера и юга ограничен крупными разрывными нарушениями – соответственно Главным Кавказским надвигом и Краснополянским разломом (см. рис. 33). Севернее Главного Кавказского надвига располагается Псеашхинский синклиниорий (см. рис. 18, д, е) шириной около 10 км [147].

В поперечном сечении Гойтхского антиклиниория устанавливается крупная (II порядка) антиклиналь в центральной, осевой его части (ядро), обрамленная с севера и юга крупными (также II порядка) синклиналями (крылья). Форма этих складок по простирации сильно меняется. В восточной части исследованной территории, в бассейне р. Мзымта, антиклиналь, имеющая здесь название Эсто-Садокская, а западнее – Ачишпе-Березовая, имеет в сечении горбообразную форму, высоту 1–1,5 км, ширину 3–5 км (см. рис. 18, д). Она сложена глинистыми породами плинсбахского и тоарского ярусов лейаса. Складка открытая по форме, угол между крыльями в замке составляет около 90° и больше. В ядре развита довольно напряженная, сложная мелкая складчатость без ярко выраженной вергентности (осевые поверхности субвертикальны) и совершенный кливаж.

Расположенная к северу от ядра антиклиниория обрамляющая синклиналь II порядка выполнена более молодыми – верхнетоарскими и ааленскими отложениями. Севернее ее крыло срезано Главным Кавказским надвигом, а в центральной части и на южном крыле синклинали установлена довольно напряженная мелкая складчатость, хотя и несколько более простая по морфологии (преобладают менее сжатые формы), чем в антиклинальном ядре антиклиниория. Слагающая южное крыло антиклиниория Ачишхинская, западнее – Чуринская, синклиналь II порядка, представляет собой очень широкую, крупную, сложно построенную структуру. Синклиналь выполнена глинистыми породами верхнего тоара и ааленского яруса, а также пирокластическими образованиями среднег-кислого состава байосского яруса средней юры. В разрезе она имеет открытую округлую форму, осложнена несколькими антиклиналями и синклиналями III порядка и многочисленными складками IV порядка. В

глинистых толщах тоара и аалена развит совершенный кливаж осевой плоскости. Осевые поверхности складок II и III порядка и поверхности кливажа в поперечном разрезе этой крупной синклинали расположены веерообразно и дивергентно, т.е. в северной части падают на юг, а в южной – на север. Морфология мелких складок в поперечном сечении Ачишхинской синклиналии неоднородна. Наиболее сжатые, узкие складки отмечаются в северном и южном крыльях этой крупной структуры, а в ядре – более открытые и широкие (см. рис. 18, д).

В более западных сечениях антиклиниория – в бассейне р. Шахе (по долинам притоков Монашка-Беюк, Гузайка и Граничный) описанные в районе пос. Красная Поляна складки II порядка несколько меняют свою форму. Антиклиналь, образующая ядро антиклиниория, приобретает веерообразный характер (см. рис. 18, г). Ширина и высота ее здесь очень малы – 1–1,5 и 1 км соответственно. В ядре антиклиналии удается проследить две–три пары осложняющих сопряженных антиклинальных и синклинальных складок, осевые поверхности которых образуют в разрезе как бы веер, открытый кверху, имеется также некоторое количество еще более мелких складок, подчеркивающих тот же характер вергентности более крупных структур.

Антиклиналь II порядка сложена кливажированными глинистыми породами синемюрского, плинсбахского и низов тоарского ярусов. Обрамляющая ее с севера синклиналь II порядка выполнена верхнетоарскими и ааленскими сланцами. Складка имеет ширину около 1 км и высоту порядка 500 м. Она резко опрокинута на юг, располагаясь в лежачем крыле пологопадающего к северу Главного Кавказского надвига. Северное крыло синклиналии и ее замок сильно раздавлены, в их пределах развиты очень интенсивный кливаж, опрокинутый на юг, и лежачие складки III и IV порядков изоклинального типа. Влияние сжатия со стороны надвинутого по этому разлому блока палеозойских пород, слагающих северное, висячее, крыло надвига, распространяется на приразломную зону шириной примерно 800–1000 м. Расположенное южнее этой полосы южное крыло синклиналии II порядка пологое и осложнено уже открытыми, слабо сжатыми мелкими складками. Южнее крыло антиклиниория в этом сечении представлено открытой широкой синклиналью, сложенной породами ааленского, байосского и батского ярусов средней юры и осложненной единичными, сравнительно слабо сжатыми складками II и III порядков.

Несколько западнее в поперечных пересечениях антиклиниория по долинам рек Тугупс и Хахопсе (см. рис. 18, б, в) в верховых р. Пшехи антиклиналь II порядка (Хахопсинская антиклиналь) в ядре остается сравнительно небольшой (ширина 700–2000 м – соответственно, высота 1000 м) и довольно сложно устроенной. Кливажированные аргиллиты плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов смыты здесь в серию мелких острозамковых складок, образующих веерообразное дивергентное сооружение. Веерообразный дивергентный в разрезе характер расположения осевых поверхностей выражен неярко. Крылья антиклиниория образованы двумя широкими открытыми синклиналями, очень крупными, сло-

женными сравнительно более молодыми некливажированными породами, осложненными довольно простыми мелкими складками без ярко выраженной вергентности. В пределах синклиналии южного крыла антиклиниория имеется осложняющая Индюкская антиклиналь II порядка, прослеживающаяся в верховьях рек Псезуапсе и Тугупс, сложенная интенсивно дислоцированными породами аалена (см. рис. 18, б).

Наконец, в более западных частях зоны юрского ядра Большого Кавказа (притоки р. Пшиш, пересечение по автодороге Туапсе—Ходыженск) наблюдаются фрагменты нескольких крупных антиклиналей и обширных открытых синклиналей, выполненных породами ааленского и байосского ярусов. Их форма по условиям обнаженности не может быть прослежена, однако, удается установить, что в пределах крупных антиклиналей мелкая складчатость более сложна и сильнее ската, чем в крупных синклиналях (см. рис. 18, а).

Таким образом, Гойтхский антиклиниорий в целом отчетливо расчленяется по структурным особенностям складчатости на антиклинальное (I порядка) ядро и два обрамляющих синклинальных крыла. Ядро выражено крупными антиклиналями II порядка, кулисообразно сменяющими одна другую по простирианию. Лишь на западном периклинальном замыкании антиклиниория нет ярко выраженного ядра, а его роль выполняют три сравнительно небольшие параллельные друг другу антиклинали.

Чтобы проиллюстрировать неоднородность складчатости по простирианию и вкрест простириания Гойтхского антиклиниория, была применена методика количественной оценки морфологической сложности складчатости. Для Гойтхского антиклиниория (см. рис. 17) максимальные значения оценки прослеживаются в осевой части структурной зоны в виде кулисообразно подставляющих друг друга линейных полос, соответствующих антиклиналям Эсто-Садокской, Ачишпе, Хахопсинской и Индюкской. Средние и низкие значения оценки приурочены к обрамляющим их с юга и севера крупным (II порядка) синклиналям: Пшишской, Пшенахской, Чуринско-Ачишхинской. В пределах крупных синклиналей имеются также небольшие участки местного увеличения оценки м.с., соответствующие осложняющим их антиклиналям III порядка: Садовой и Терзианской. На карте видно, что высокие значения оценки м.с. в антиклиналях II порядка Гойтхского антиклиниория в направлении периклинали уменьшаются, а поля средних и особенно низких значений занимают все большую часть площади антиклиниория. Складчатость приобретает, таким образом, гребневидный облик, причем отдельные крупные гребневидные антиклинали, ядра которых осложнены сравнительно напряженной мелкой складчатостью, концентрируются вдоль зон продольных разломов. Приразломными являются также некоторые изолированные зоны очень интенсивной складчатости.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД ДОАЛЬПИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И АЛЬПИЙСКОГО ЧЕХЛА

На Центральном и Северо-Западном Кавказе широко развиты толщи доальпийского основания. Поэтому здесь представляется возможным проследить характер соотношения деформаций в этих древних образованиях, слагающих фундамент, инфраструктурный комплекс, и в молодых мезозойских отложениях, играющих роль чехла, супраструктуры. Работы, посвященные сбору детального материала для решения этого вопроса, последовательно на протяжении ряда лет проводились М.Л. Соминым и Ю.П. Видяпиным [35, 36, 143, 144, 146, 147]. Наши представления строятся в основном на результатах их исследований, а также на других опубликованных данных [2, 3, 15, 16, 48, 64, 71, 137, 169]. Авторы имеют и некоторые собственные наблюдения, которые в разное время им удалось провести в ядре Сванетского антиклиниория, на восточном погружении кристаллического ядра (в ущельях Дарьля и Ардона), на западном погружении Чугушского блока фундамента (в бассейне р. Пшеха и в районе хребта и горы Хуко), в верховьях р. Уруштен и на правом берегу долины р. Ацгара.

Прежде чем описать характер соотношений структур альпийского геосинклинального чехла и доальпийского цоколя, установленный на основании этих данных, коротко остановимся на современных представлениях о составе и степени метаморфизма древних толщ зоны Главного хребта, Центрально-Абхазской и Сванетской зон Южного склона Большого Кавказа, где складчатые деформации пород обоих структурных этажей имеют достаточно сложный напряженный характер. В более северных древних зонах (Передового хребта, Пшекиш-Тырныаузской, Бечасынской и др.) толщи лейаса, залегающие в основании чехла, с резким угловым несогласием перекрывают сложно дислоцированные древние метаморфические породы, и при этом сами деформированы крайне слабо [143].

Метаморфический комплекс Главного хребта включает породы макерской серии, в составе которой, кроме нижнепалеозойских, есть, по-видимому, и докембрийские образования, а также толщи более молодой, лабино-буульгенской, серии среднепалеозойского возраста [15, 143, 144]. Макерская серия представлена снизу вверх ортогнейсами, парагнейсами и кристаллическими, часто кварцитовидными сланцами, а лабино-буульгенская – амфиболитами, очковыми гнейсами и кристаллическими кварцитовидными и кварц-слюдяными сланцами. Породы являются продуктами регионального метаморфизма в основном осадочных песчано-глинистых, реже карбонатных отложений и вулканогенно-осадочных толщ разного состава, интенсивно дислоцированных в складки нескольких генераций [15, 143].

Верхнепалеозойские и триасовые отложения залегают на среднепалеозойских трангрессивно со значительным угловым несогласием. В разных частях зоны Главного хребта состав пород этого возраста несколько различается. В Перевальной подзоне (в верховьях р. Малой Лабы, массиве Псеашхо) верхнекаменноугольно-нижнепермские конгломераты, гра-

велиты и песчаники, реже алевролиты (свита р. Чистая), несогласно перекрывающие кристаллические породы среднего палеозоя, вверх по разрезу согласно сменяются мраморизованными известняками, глинистыми и кремнистыми яшмовидными сланцами верхней перми (по М.Л. Сомину [143] – уруштенская свита, а по Н.И. Пруцкому и Д.И. Панову [117] – холденская свита). В этом районе на породы уруштенской свиты без видимого несогласия налегают породы лейаса.

В районе хребта и перевала Хуко отложения среднего карбона также трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на метаморфических образованиях лабино-буульгенской серии среднего палеозоя. В основании разреза отмечается слой базальных конгломератов с галькой метаморфических пород мощностью 15 м, выше залегают кварцитовидные песчаники с редкими линзовидными прослоями конгломератов, алевролитов, глинистых сланцев и углей. Стратиграфически выше толща характеризуется переслаиванием примерно в равных количествах песчаников, алевролитов и аргиллитов. Имеются редкие прослои гравелитов и конгломератов, а также туфы кварц-порфирового состава в виде линзовидных прослоев среди терригенных пород. Мощность отложений среднего карбона 300–500 м.

Выше этих образований трансгрессивно, с угловым несогласием (северный склон горы Хуко) и слоем базальных конгломератов в основании залегают рифоидные и хемогенные известняки, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты пермского возраста. Толща характеризуется быстрой фациальной изменчивостью слагающих ее пород как по вертикали, так и в латеральном направлении. Мощность толщи пермских пород составляет 300–400 м. Песчаники кварц-карбонатные с более редкими слоями кварц-известняковых конгломератов триасового возраста трансгрессивно и несогласно перекрывают породы перми. Мощность разреза этих пород в районе горы Хуко 50–100 м.

Принципиально иным является разрез доальпийских пород ядра Сванетского антиклинария (десской или дизской серии). Это в основном переслаивающиеся песчаники, филлитовые сланцы, редко гравеллиты, конгломераты, линзы и прослои мраморизованных известняков угленосных пород. Выделяется ряд свит с местными названиями, которые датируются средним девоном, верхним девоном и нижним карбоном, средним и верхним карбоном, нижней и верхней пермью, а также триасом. В среднем девоне, кроме терригенных существенно песчано-сланцевых пород, развиты также вулканиты основного и среднего состава (утурская свита). Общая мощность серии превышает 7000 м [143].

Наконец, третья группа выходов палеозойских (доальпийских) пород обнаружена на южном склоне Большого Кавказа в центральной Абхазии в бассейне р. Азгара, а также в районе Келасурского и Горабского мезозойских гранитоидных интрузивов. С севера на юг состав древних пород в выступах основания несколько изменяется. В азгарском "тектоническом клине", расположенном в верхнем течении р. Азгара (Чхалта), на поверхность выходят граниты, мигматиты, кристаллические сланцы и амфиболиты. В выходе палеозойских пород в долине р. Шоудида, право-

го притока р. Ацгара, обнажаются слюдяные кристаллические сланцы и мигматиты (Шоудидский выступ). Самый южный в Центральной Абхазии Горабский выступ сложен амфиболитами. Возраст метаморфических толщ этой части южного склона Большого Кавказа установлен на основании радиогеохронологических определений как среднепалеозойский [2, 3, 144, 147].

Как мы видим, состав и степень метаморфизма доальпийского основания сильно различаются в зоне Главного хребта и в Ацгарском районе, где эти образования имеют кристаллическое строение, высокую степень метаморфических изменений, с одной стороны, и в ядре Сванетского антиклиниория, где развиты в основном флишоидные терригенные породы, затронутые лишь начальным метаморфизмом – с другой. Значительно отличается и история деформации доальпийских пород зоны Главного хребта и Сванетской. Если в пределах первой отмечается существенное угловое несогласие на границе среднего и верхнего палеозоя (судетская фаза складчатости), то во второй весь разрез палеозоя и триаса характеризуется отсутствием угловых несогласий. Крупное несогласие отмечается лишь на границе с породами лейаса [2, 143, 144, 147].

Теперь рассмотрим структурные соотношения древних и молодых (альпийских) пород в разных зонах Главного хребта и южного склона Большого Кавказа.

В наиболее обширной по площади северной части зоны Главного Кавказского хребта альпийскими движениями была создана блоковая структура доальпийского фундамента. Здесь образовались коробчатые и куполовидные антиклинали, корытовидные и килевидные синклинали. В замках складок слои лейаса залегают полого, а на крыльях – круто. Механизм формирования этих структур, вероятнее всего, штамповый.

В узкой южной части зоны (Перевальная подзона) интенсивность деформации значительно выше. Кристаллический фундамент расположен на большой глубине (мощность толщ лейаса существенно больше, чем в более северных частях зоны). Породы фундамента носят признаки слабого прогревания, пережитого ими на альпийском этапе. Часто здесь отмечаются интенсивные совместные дислокации толщ кристаллического основания и геосинклинального чехла. Как правило, наблюдается отрыв чехла от фундамента по срывам, например на границах лейаса и более древних пород в долинах рек Ардон, Терек и на Северо-Западном Кавказе (правобережье р. Мzymта). Местами срывы множественны, нарушают верхнюю часть фундамента, что привело, по наблюдениям М.Л. Сомина и Ю.П. Видяпина, к появлению в чехле тонких пластин и клиньев древних кристаллических пород [147]. На Северо-Западном Кавказе совместная деформация пород супра- и инфраструктуры установлена в верховых рек Киша, Уруштен, Малая Лаба, Лаура, по левым притокам р. Ачипсе. Поверхности срывов здесь часто сильно дислоцированы и облекают выходы пород фундамента. Это позволяет сделать заключение о их первоначально пологой морфологии и доскладчатом характере (см. рис. 18, д, е).

Кроме случаев, когда породы основания выступают в тектонических

клиньях, они нередко слагают ядра крупных антиклиналей и горст-антиклиналей. Степень структурной конформности фундамента по отношению к геосинклинальному чехлу возрастает по мере приближения к контакту между ними. Мощность зоны совместных конформных деформаций составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров с обеих сторон от плоскости контакта [146]. Подобие деформаций в породах верхнего и нижнего структурных этажей зависит от состава и характера переслаивания этих пород. Конформность тем более совершенная, чем тоньше и упорядоченнее слоистость и сланцеватость в породах фундамента. Альпийские деформации нашли отражение в изгибе герцинской сланцеватости, а также в появлении наложенного кливажа, проникающего из фундамента в породы чехла. Главным выражением конформности деформаций инфра- и супраструктурой является совпадение или большое сходство ориентировки сланцеватости в породах фундамента и кливажа в отложениях чехла. Это явление говорит, во-первых, о совместной деформации и, во-вторых, об унаследованности структурных направлений, развитых в чехле, от структуры фундамента [144, 147].

Так как кристаллическое основание зоны Главного хребта не испытывало в альпийскую эпоху прогрессивного метаморфизма, гранитизации или реоморфизма, следовательно альпийские деформации в супра- и инфраструктуре связаны не с этими явлениями.

В тектонических зонах Южного склона Большого Кавказа (в Верхней Сванетии) совместная деформация комплексов доальпийского основания и альпийского чехла происходила практически без срыва пород последнего. В ядре Сванетского антиклиниория в породах десской серии установлены надвиговые чешуи, сопровождающиеся развитием сближенных зон дробления, милонитизации и будинажа, а также мелкой складчатости. Складчато-разрывная структура в целом характеризуется северной вергентностью. В доюрских породах распространено явление проникающей метаморфической сланцеватости, а в отложениях лейаса развиты только системы кливажа. Базальные конгломераты юры перекрывают разные горизонты десской серии с размывом и угловым несогласием и включают гальку метаморфических пород серии. Микроструктурный анализ свидетельствует в пользу существенного различия в характере деформации пород доюрского основания и альпийского чехла [71, 137]. Доальпийские деформации в ядре Сванетского антиклиниория имеют, по-видимому, триасовый возраст [71, 137, 143].

Интересно сопоставить и количественно оценить степень морфологической сложности складчатости в нижне-среднеюрских породах в зонах с разным положением фундамента и, вероятно, с разным его составом. Сравнение проводилось на основе анализа детальных структурных разрезов, составленных по р. Мзымта, ее правым притокам и верховьям рек Киша, Уруштен, Малая Лаба [35] (см. рис. 18, д, е).

В зоне Главного хребта на поверхность выходит гранитно-метаморфический фундамент с доверхнепалеозойским возрастом прогрессивного метаморфизма и гранитообразования. В зоне Южного склона доюрские отложения, вероятно, представлены в основном осадочным, метаморфи-

Количественная оценка интенсивности складчатости
по средним значениям в нижне-среднеюрских отложениях Краснополянского
пересечения осевой области Большого Кавказа ([127, 128],
использованы данные М.Л. Сомина, Ю.П. Видяпина [36, 147])

Тектонические зоны и подзоны, районы	Интенсивность складчатости по [37]		м.с. по [134]
	λ	v	
Псеашинская зона Главного хребта	1,72	8,4	0,63
Верховья р. Лаура	1,86	16,35	0,67
Перевал Псеашхо	2,12	16,50	0,82
Верховья р. Киши	1,46	4,5	0,51
р. Березовая	1,54	2,38	—
р. Рудовая	1,62	2,30	0,52
Зоны Южного склона	1,65	5,7	0,75
Псехако-Березовская			
р. Сумасшедшая	1,82	12,7	0,77
р. Ачипсе	1,66	7,40	0,85
Краснополянская			
р. Медовеевка	1,57	3,35	0,67
р. Краснополянка	1,57	5,0	0,71

зованным до филлитовой фации, комплексом пород типа десской серии Сванетии, а консолидированные горизонты коры располагаются на большой глубине. Нижне-среднеюрские толщи в обеих зонах имеют близкий литологический состав (глинисто-сланцевый и песчано-сланцевый) и, следовательно, близкие механические свойства, что позволяет с определенными оговорками сравнивать морфологию и степень проявления имеющихся здесь дислокаций.

О средненные оценки дислоцированности в обеих зонах близки и соответствуют оценкам, характеризующим полную геосинклинальную складчатость [37] (таблица). Однако в зоне Главного хребта дислоцированность резко неравномерна как в продольном, так и в поперечном к простиранию зоны направлениях. Она максимальная в истоках Уруштена (перевал Псеашхо), где в альпийские разрывно-складчатые деформации вовлечен и фундамент. В отложениях перми и лейаса развиты сильно сжатые складки разных порядков, кливаж осевой плоскости, обнаружены складчатые формы нескольких генераций. Севернее, на восточном продолжении Атамажинского поднятия, структура пород лейаса в общем становится проще, но напряженность мелкой складчатости высока, развит кливаж, фиксируется наложенная складчатость [36, 147]; по границе с фундаментом происходят срывы. Юго-Западнее, в районе г. Чугуш, складки развиты весьма ограниченно, структура представляет собой сильно осложненную флексурами и разрывами моноклиналь, погружающуюся к северу. На все породы, образующие эту моноклиналь, включая и массивно- и толстослоистые песчаники чугушской свиты, наложен кливаж.

Отложения лейаса здесь также сорваны с основания. В юго-восточном направлении при ступенчатом погружении фундамента на все большую глубину структура пород лейаса быстро усложняется за счет появления многочисленных вертикальных мелких складок.

В зоне Южного склона (в Псехако-Березовской и Краснополянской структурных единицах (по [112])) дислоцированность слоев пород нижней и средней (ааленского яруса) юры приблизительно равномерна. По количественным параметрам оценки интенсивности деформации она равна, а по некоторым уступает таковой на Уруштенском участке зоны Главного хребта.

Полученные данные показывают, что полная геосинклинальная складчатость может развиваться непосредственно над мощным сиалическим кристаллическим фундаментом. При этом фундамент вовлекается в складчатые дислокации или же происходит срыв и автономная деформация чехла. Дислоцированность последнего, по-видимому, зависит от состава фундамента — она существенно понижается на участках, где фундамент консолидирован внедрением калиевых гранитов. Мощность чехла, как свидетельствуют дополнительные наблюдения на севере Центральной Абхазии, сама по себе не влияет на интенсивность деформации. Так, в непосредственной близости от Шоудидского выступа кристаллических пород при небольшой мощности глинисто-сланцевых отложений сибицинской свиты и более поздних песчано-сланцевых образований (1,5–2 км) по р. Сибиста наблюдается складчатость, характеризующаяся узкими, сжатыми, наклоненными к северу формами и интенсивным кливажом. Альпийский метаморфизм явно не проявился в породах цоколя, а дислоцированность толщ над фундаментом довольно высокая. Правда, следует учесть ярко выраженный гребневидный облик развитой здесь складчатости. Сильно дислоцированные породы лейаса выходят здесь в ядре узкой протяженной приразломной антиклинали, обрамленной с юга широкой, открытой корытovidной синклиналью, в пределах которой развиты в основном вулканогенно-осадочные толщи байоса большой мощности, слагающие осевую часть хребта Амткел.

Из приведенных примеров видно, что главным следствием близкого залегания фундамента является значительная неравномерность дислокаций осадочного чехла. Эта неоднородность тем выше, чем больше нарушен фундамент разрывными дислокациями.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ЦЕЛОМ

Большое количество детальных структурных разрезов, составленных в течение многолетних исследований складчатой структуры Большого Кавказа [39, 45, 63, 65, 97, 104, 112, 117, 123, 124, 140, 149, 169, 172, 173, 175, 176] дает возможность достаточно подробно проследить изменение особенностей распределения складчатости разных типов в пределах всего мегантиклиниория.

Для каждой из тектонических зон Большого Кавказа характерен свой специфический набор формаций осадочных, а там, где они есть, и вулканогенных пород. Зонам "сланцевого ядра" мегантиклиниория присущие

широкое распространение пород нижней и средней юры в мелкотерригенных тонкослоистых фациях. Отложения имеют большие мощности (до 6 км) и относятся к нижней и верхней флишоидным и залегающей среди них глинисто-сланцевой формациям. Возрастной объем формаций в разных зонах "сланцевого ядра" разный. В зоне Бокового хребта нижняя флишоидная формация обнимает самые низы лейаса, глинисто-сланцевая — нижний и средний лейас, а верхняя флишоидная — верхи лейаса и частично ааленский ярус средней юры. Известняки верхней юры перекрывают породы формационного ряда с резким угловым несогласием [109–112].

В зоне Главного хребта нижняя флишоидная формация включает песчано-сланцевые толщи тоарского яруса верхнего лейаса, глинисто-сланцевая — сидеритовые глинистые толщи ааленского яруса средней юры, а верхняя флишоидная — песчано-алевролитовые разрезы байосского, батского ярусов средней и значительной части верхней юры [109–112, 163].

Разрезы мезозойских отложений Сванетской зоны Южного склона Большого Кавказа, а также ядер северо-западной и юго-восточной периклинальных зон сходны с формационными рядами зон "сланцевого ядра", отличаясь от них несколько меньшей мощностью и иными возрастными рамками трех главных формаций. Наиболее существенные угловые несогласия отмечаются здесь на нижней границе верхнеюрских и меловых карбонатных отложений.

Флишевые зоны Южного склона и обеих периклиналей характеризуются терригенно-карбонатным составом тонкослоистых отложений верхней юры, мела и палеоценена и флишевым характером их переслаивания. Суммарная мощность флишевых формаций изменяется от 1000 до 2500 м [12–14, 50, 51].

Наконец, в шовной Абхазо-Рачинской зоне на границе с Закавказским срединным массивом, кроме песчано-сланцевых толщ нижней и средней юры, разрезы которых имеют много общих черт с разрезами зон "сланцевого ядра", но меньшую мощность, широко распространены байосские основные эфузивы и их туфы [27], сменяющиеся выше в основном карбонатными образованиями верхней юры, мела и большей части палеогена. Вулканогенные образования основного состава отмечаются также в сеноманском ярусе. Олигоцен–миоцен сложен глинами и песчаниками майкопской свиты. Части этого разреза относятся соответственно к флишоидным и глинисто-сланцевой формациям нижней части средней юры, спилит-диабазовой формации байоса, карбонатной и вулканогенно-карбонатной — юры и мела и флишоидной терригенной — олигоцена. Суммарная мощность пород формационного ряда — 5–7 тыс. м.

Изучение разрезов пород мезозоя–кайнозоя Большого Кавказа позволяет сделать ряд заключений. Большинство слагающих мегантиклиниорий Большого Кавказа пород имеет терригенный и терригенно-карбонатный состав, тонкослоистый флишевый или флишоидный характер, что очень важно для сопоставления складчатых деформаций в разных зонах. Эти особенности литологического состава толщ позволяют проводить анализ

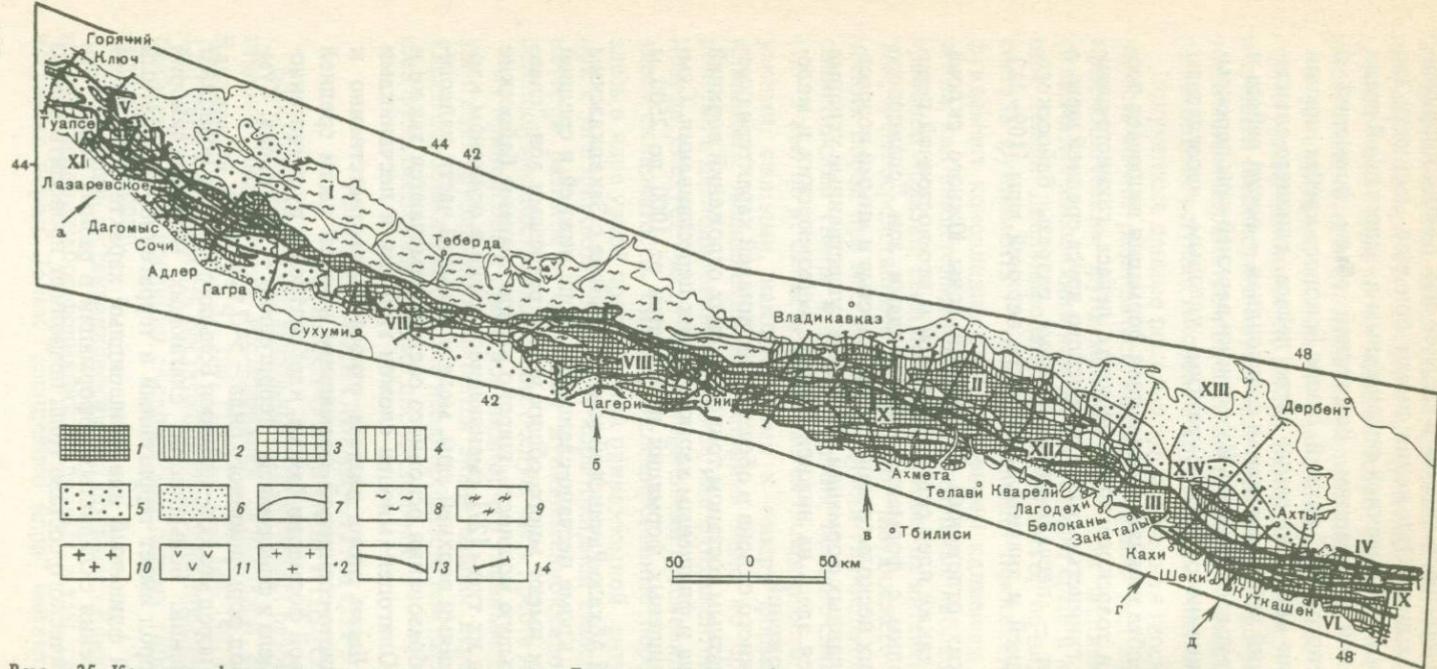


Рис.. 35. Карта морфологических типов складчатости Большого Кавказа (составил Е.А. Рогожин с использованием литературных данных [123, 124, 149, 172, 173, 175])

I – домезозойское кристаллическое ядро; II–VIII – антиклиниории: II – Бокового хребта, III – Главного хребта, IV – Тфанская, V – Гойтхский, VI – Вандамский, VII – Кодоро-Гумистинский, VIII – Сванетский; IX–XII – синклиниории: IX – Ковдагский, X – Чиаурский, XI – Новороссийский, XII – Бежитинский; XIII – зона Известнякового Дагестана; XIV – Самурский антиклиниорий

1–6 – градации степени морфологической сложности складчатости в мезозойских и кайнозойских толщах (м.с.) 1 – 1,0–0,9, 2 – 0,85–0,75, 3 – 0,7–0,6, 4 – 0,55–0,45, 5 – 0,4–0,3, 6 – 0,25–0,1; 7 – границы зон с разной морфологией складчатости; 8–10 – домезозойские образования: 8 – кристаллического ядра Центрального Кавказа, 9 – Сванетского антиклиниория, 10 – Дарьяльского массива (гранитоиды); 11 – неоген-четвертичные вулканиты; 12 – мезозойские гранитоиды (Келасурский массив); 13 – разломы на границах структурных зон; 14 – линии использованных структурно-геологических разрезов. Стрелками показано положение генерализованных структурно-геологических разрезов (см. рис. 5)

морфологии складчатости в сходных с механической точки зрения породах и в первом приближении относить все неоднородности распределения разных типов складчатости за счет действия тектонических факторов.

Чтобы подтвердить закономерности, полученные на основе качественных, визуальных сопоставлений (см. гл. II), количественно применена методика оценки степени морфологической сложности складчатости (м.с.).

Используя эту методику, удалось оценить складчатость мегантиклиниория в пределах главных структурно-формационных зон. В осевой части на Восточном Кавказе располагаются два антиклиниория, подставляющих друг друга кулисообразно (см. рис. 5; рис. 35). Антиклиниорий Главного хребта, расположенный юго-восточнее, представляет собой систему тесно сжатых складок нескольких порядков (оценка м.с. 0,9–1,0), образующих в разрезе дивергентное складчатое сооружение. Его максимальная ширина составляет 20–25 км, к западу и востоку она уменьшается. Так, вблизи восточной периклинали (в районе Тфансского антиклиниория) она составляет 5–10 км. Крупные антиклинали и синклинали в пределах центральной, широкой, части антиклиниория, характеризуются одинаковой сложной, сжатой формой мелких дополнительных складок и одинаково высокими значениями м.с. По мере приближения к периклинали, уже в пределах Тфансского антиклиниория, начинает проявляться дифференциация мелкой складчатости в крупных антиклиналях и синклиналях. Простые открытые часто дугообразные мелкие складки приурочены к крупным синклиналям (I и II порядков) на крыльях и в ядре антиклиниория, а более напряженная мелкая складчатость наблюдается в пределах крупных антиклиналей, осложняющих ядро антиклиниория. По простиранию напряженность мелкой складчатости в целом снижается с запада на восток по мере приближения к периклинальному замыканию антиклиниория. При этом более просто устроенные синклинали занимают все большую часть площади антиклиниория. Крупные антиклинали подставляют друг друга по простиранию в виде длинных кулис, расположенных под острым углом к общему простиранию антиклиниория. Оценки степени морфологической сложности складчатости в пределах антиклиналей очень высоки (0,85–1,0). В синклиналях отмечаются средние (0,45–0,7) и низкие (0,1–0,4) значения оценки м.с. В направлении периклинали Тфансского антиклиниория значения м.с. в пределах крупных антиклиналей несколько уменьшаются, в этом же направлении сокращается ширина антиклиналей. Таким образом, складчатость в целом приобретает гребневидный облик и приближается по морфологии к промежуточному типу.

Еще более ярко выраженный гребневидный характер имеет складчатость на северо-западном окончании антиклиниория Главного хребта, в пределах периклинального Гойтхского антиклиниория. Редкие, узкие антиклинали I и II порядков, расположенные кулисообразно и сильно осложненные тесно сжатыми, часто изоклинальными складками III и IV порядков (оценка м.с. – 0,6–0,9), разделены и обрамляются крупными синклиналями, осложненными сравнительно простыми мелкими складчатыми формами (оценка м.с. – 0,3–0,55).

Антиклиниорий Бокового хребта характеризуется в разрезе неярко 8. Складчатость Большого Кавказа

выраженной веерообразной дивергентной формой и максимальной шириной более 40 км. Крупные антиклинали (I порядка) располагаются в северной и южной частях его ядра. Они разделены обширной синклиналью (также I порядка). Наиболее интенсивная, сложная и сжатая мелкая складчатость осложняет эти антиклинали (м.с. 0,8–1,0), а в центральной синклинальной части ядра антиклиниория, так же, как и на его северном крыле, совпадающем с северной частью зоны Сланцевого Дагестана, деформации менее напряженные (м.с. – 0,6–0,75 и 0,8–0,55 соответственно). В восточном направлении антиклиниорий сужается, сначала выклинивается более северная из антиклиналей I порядка, а в южной морфологии осложняющей складчатости упрощается (коробчатая и гребневидная разновидности). В районе р. Каракойсу (в 50 км к востоку) м.с. составляет 0,5–0,6, а в районе р. Казикумузское Койсу (в 70–80 км) антиклиниорий как зона интенсивной, сложной складчатости выклинивается в целом. Здесь степень м.с. мелкой складчатости не превышает 0,4–0,5.

В междуречье Ахтычай-Казикумухское Койсу на простирации антиклиниория Бокового хребта в 25 км к востоку от его периклинали вновь отмечается антиклиниорное складчатое сооружение – Самурский антиклиниорий с интенсивнейшей складчатостью, осложняющей его ядро (м.с. – 0,8–0,95). Эта структурная зона имеет сравнительно небольшие размеры (30×10 км) и со всех сторон обрамляется полями, в пределах которых напряженность мелкой складчатости существенно ниже (м.с. – 0,3–0,7). Таким образом, зона интенсивной складчатости изолирована от других таких зон, концентрирующихся в пределах антиклиниориев.

Такой же, но более значительной по размеру зоной изолированной складчатости (м.с. – 0,85–1,0) является Сванетский антиклиниорий. Поле развития напряженной складчатости, образующей ядро и частично крылья антиклиниория, в плане имеет форму, близкую к овальной с размером 100×50 км. Этот овал ориентирован субширотно и с севера и востока отделяется от протяженной зоны сложной складчатости, занимающей верхнюю часть южного склона Главного Кавказского хребта (м.с. – 0,9–1,0), складчатой зоной Чиаурского флишевого синклиниория (м.с. – 0,65–0,7). С юга и запада антиклиниорий обрамляется сравнительно слабо дислоцированными флишоидными терригенными толщами сорской свиты тоарского и ааленского ярусов юры и породами вулканогенного состава байосского яруса средней юры (м.с. – 0,2–0,5).

В осевой части сложно дислоцированного ядра Сванетского антиклиниория установлены три крупные антиклинали, подставляющие друг друга кулисообразно и сложенные палеозойскими образованиями [2, 143, 175]. В разрезе структура антиклиниория характеризуется наклоном, иногда опрокидыванием складок разных порядков на юг и постепенным упрощением складчатых форм от ядра к южному крылу.

Хорошо экспонированная западная периклиналь антиклиниория в какой-то мере схожа по своему строению с описанной выше восточной периклиналью антиклиниория Главного хребта – Тфансским антиклиниорием. В обоих случаях мы видим, что сложная равномерная складчатость, характерная для более центральных частей антиклиниория, становится

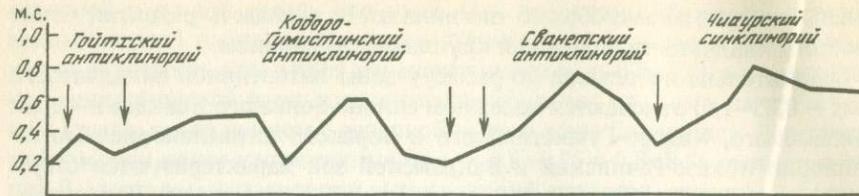
неравномерной. В междуречье Іхенис-Цкали-Інгури напряженная складчатость (м.с. – 0,85–1,0) сохраняется лишь в пределах крупных антиклиналей, которые пальцеобразно вклиниваются в область развития более простой складчатости, присущей крупным синклиналям.

Сравнительно небольшие по размеру зоны интенсивной складчатости (м.с. – 0,85–1,0) отмечаются на южном склоне Большого Кавказа в ядрах Вандамского, Кодоро-Гумистинского и Сорского антиклиниориев. Антиклиниории Абхазо-Рачинской и Вандамской зон характеризуются отсутствием какой-либо единой, четко выдержанной вергентности. В их ядрах, где складчатость раннеальпийского комплекса формаций ярко выражена, отмечается некоторая тенденция к образованию дивергентной веерообразной структуры, здесь же прослеживается постепенное упрощение складчатости от ядра к крыльям. В иных местах по мере приближения к периклиналям отдельных антиклиниориев начинает преобладать южная вергентность складчатости. На периклиналях складчатость также изменяет свою форму по сравнению со складчатостью, развитой в ядрах антиклиниориев. Начинают господствовать коробчатые, дугообразные, а также гребневидные формы. Здесь можно проследить постепенное вырождение полной складчатости по простиранию и замещение ее складчатостью промежуточного типа.

Антиклиниории разделяются зонами сравнительно менее интенсивной складчатости – синклиниориями. Так, Бежитинский грабен-синклиниорий отделяет друг от друга антиклиниории Главного и Бокового хребтов. В плане он представлен двумя кулисообразно подставляющими друг друга крупными вертикальными синклиналями, осложненными складчатостью, оценка м.с. которой составляет 0,6–0,7.

Синклиниории флишевых Ковдагской и Чиаурской зон отчленяют антиклиниории южного склона Вандамский и Сванетский от антиклиниориев "сланцевого ядра" мегантиклиниория. Складчатая структура этих синклиниориев опрокинута на юг. Характерно, что в их пределах наиболее тесно сжатая мелкая и крупная складчатость с южной вергентностью (м.с. – 0,9–1,0) отмечается на крыльях – на границах с сопредельными антиклиниориями зоны "сланцевого ядра" и южного склона. В ядре синклиниориев складчатость постепенно упрощается и достигает средних и даже низких значений м.с. (0,3–0,7). Обычно ядра синклиниориев представляют ряд кулисообразно подставляющих друг друга крупнейших (I порядка), синклиналей, осложненных сравнительно простой мелкой складчатостью. Только в одном случае, в верховьях р. Риони, в ядре Чиаурского антиклиниория, установлена коробчатая, иногда веерообразная антиклиналь [175].

Самый западный из трех флишевых синклиниориев – Новороссийский – является типичной зоной ступенчатого строения. Зеркало складчатости в пределах каждой из постепенно понижающихся ступеней практически горизонтально. Складчатость в синклиниории имеет гребневидный облик. Отдельные узкие крупные антиклинали осложнены сравнительно напряженной, тесно сжатой мелкой складчатостью (м.с. – 0,7–0,95) и разделены широкими корытообразными крупными синклиналями,



в пределах которых мелкие складки также имеют более простую форму в разрезе (м.с. – 0,2–0,6). Интересно, что моновергентное опрокидывание структуры на юг в Новороссийском синклиниории отмечается лишь в виде отдельных узких полос в южной и северной его частях, а также на границах ступеней. В центральных частях структурных ступеней четкая вергентность отсутствует.

В целом для Большого Кавказа не удается выделить сплошную, линейно вытянутую зону, образованную равномерной интенсивной складчатостью голоморфного типа. Мы имеем дело, скорее, с отдельными, в разной степени протяженными полями сложной складчатости, перемежающимися с полями со сравнительно менее сложной структурой.

Эти поля неоднородной складчатости в общем ориентированы в западно-северо-западном, кавказском, направлении и подчеркивают привычный рисунок тектонической зональности складчатой системы. Однако при более внимательном изучении карты морфологических типов складчатости (см. рис. 35) можно заметить и многочисленные примеры структурных неоднородностей – "антикавказского" или "транскавказского" (меридионального или север-северо-восточного) простириания, пересекающих все тектонические зоны мегантиклинория вкрест. Они подчеркиваются поперечными зонами общего увеличения и уменьшения морфологической сложности складчатости (рис. 35, 36). Четко выделяются поперечные секторы: Гойтхский, характеризующийся складчатостью гребневидного типа, Кодоро-Гумистинский с развитием отдельных антиклиниориев с голоморфной складчатостью на фоне коробчатой складчатости, распространенной за их пределами, Сванетский антиклиниорий с ярко выраженной голоморфной складчатостью. Хорошо коррелируют между собой поперечные морфоструктурные линеаменты в зоне Чиаурского синклиниория и границы поперечного сектора наиболее интенсивной полной складчатости в этой зоне, продольные блоки Бокового и Главного хребтов с соответствующими зонами полной складчатости, а также линеамент, разграничающий Главный и Тфандский хребты с поперечной зоной, в пределах которой равномерная полная складчатость антиклиниория Главного хребта сменяется к востоку менее равномерной, близкой к гребневидной, складчатостью Тфандского антиклиниория.

Выделение более мелких поперечных структур требует более детальной работы по анализу неоднородности складчатости.

Такая работа была проведена для Восточного и Юго-Восточного Кавка-

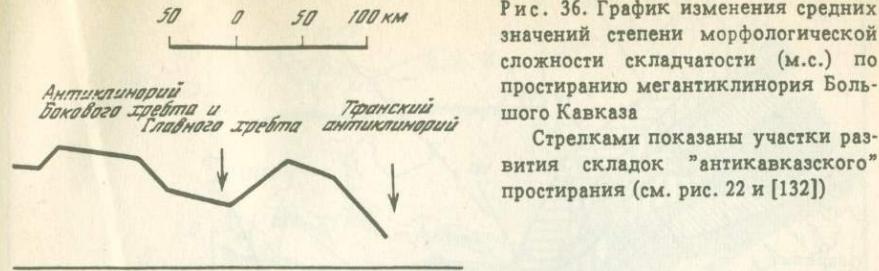


Рис. 36. График изменения средних значений степени морфологической сложности складчатости (м.с.) по простирианию мегантиклинория Большого Кавказа

Стрелками показаны участки развития складок "антикавказского" простириания (см. рис. 22 и [132])

за. Имеющиеся для этого района многочисленные детальные структурно-геологические разрезы позволяют при помощи применения оценки морфологической сложности складчатости выявить эту поперечную зональность. Для удобства подсчета на карте морфологической сложности складчатости выделены условные продольные зоны: Северного склона, Главного хребта, Южного склона. В пределах каждой из них величины оценки м.с. не выдержаны. В целом они уменьшаются в направлении с запада на восток по мере приближения к периклинали мегантиклинория. Но уменьшение это не равномерное, а пилообразное. Подсчитав средневзвешенное значение оценки м.с. по всем имеющимся разрезам для каждой из указанных продольных зон восточной части мегантиклинория в отдельности, мы получили графики изменения этой величины по простирианию зон от разреза к разрезу. Для сравнения на этих же графиках показано изменение рельефа (рис. 37, 38, а-г). Совместный анализ четырех полученных графиков позволяет утверждать, что участки повышенных и пониженных значений м.с. отчетливо трассируются через все зоны рассматриваемой части складчатой системы и, более того, эти поперечные полосы, в пределах которых развита соответственно более сложная и менее сложная складчатость, хорошо увязываются с поперечными блоками, выделенными здесь ранее иными методами (см. рис. 38, д-ж). По данным многих исследователей, новейшая структура в подножии южного склона восточной части Большого Кавказа характеризуется развитием чередующихся поднятых и опущенных поперечных блоков, расположенных подобно клавишам рояля с характерной шириной 30–40 км. Блоки разделены разломами "антикавказского" простириания [76, 122, 132].

Прослеживающаяся на графиках (см. рис. 38, а-г) поперечная полоса повышенных значений м.с. к северо-западу от г. Кварели соответствует Кахетинскому поперечному поднятию, выделенному И.В. Кирилловой, обширная поперечная область высоких значений оценки, установленная по всем четырем графикам между г. Закаталы и г. Варташен, параллелируется с Закаталы-Шекинским приподнятым блоком, а аналогичная полоса, которую можно видеть на графиках для зон Главного хребта и Южного склона между г. Куткашен и г. Исмаиллы, отвечает Куткашен-Исмаиллинскому новейшему поперечному поднятию.

Поперечные полосы относительно уменьшенных значений м.с., прослеживающиеся на графиках (см. рис. 38), отвечают опущенным поперечным блокам: между г. Кварели и г. Закаталы – Белоканскому, а между

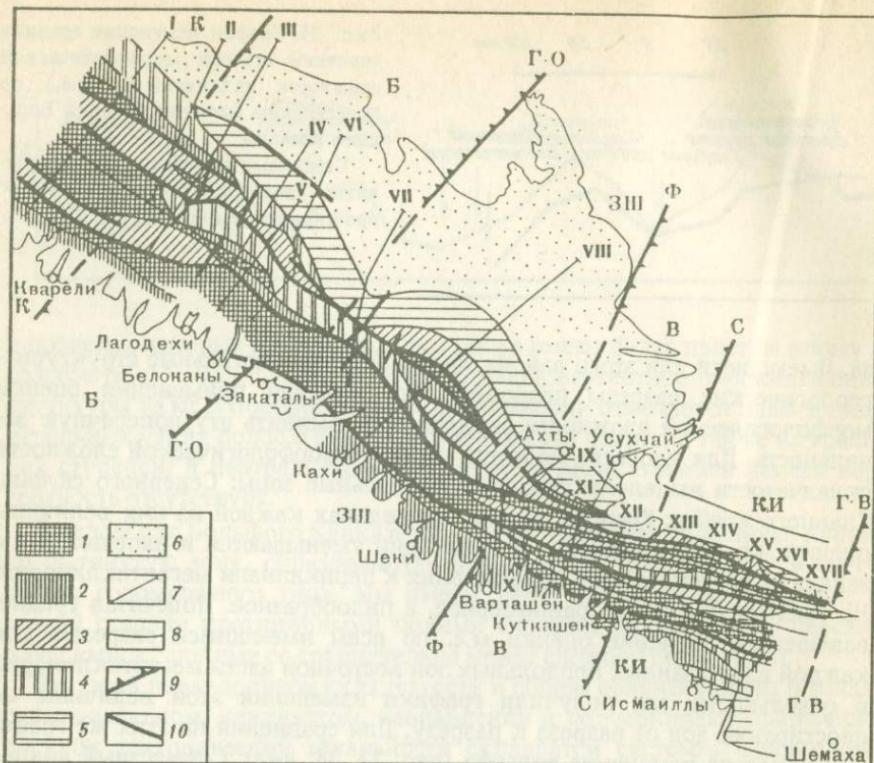


Рис. 37. Карта морфологической сложности зон линейной складчатости (м.с.) восточной части Большого Кавказа

Названия поперечных блоков (зон); поднятых (К – Кахетинский, ЗШ – Закатало-Шекинский, КИ – Куткашен-Исмаиллинский); опущенных (Б – Белоканский, В – Варташевский); поперечных разломов (Г-О – Гамри-Озенский, Ф – Фийчайский, С – Самурский, Г-В – Гирдыманчай-Вельвеличайский)

1–6 – градации м.с. (см. рис. 35); 7 – линии исходных структурно-геологических профилей [134, 172]; 8 – границы зон с разной степенью м.с.; 9 – границы поперечных "антикавказских" зон (зубчики направлены в сторону опущенного блока); 10 – главные продольные разломы

г. Варташен и г. Куткашен – Варташенному. На рис. 37 показано положение этих крупных поперечных структур Восточного Кавказа в плане.

Таким образом, все крупнейшие из выделенных ранее для южного склона Восточного Кавказа поперечные блоки могут быть достаточно надежно трассированы через все зоны складчатой системы (см. рис. 38, д–ж).

Сопоставление поперечных поднятий и прогибов с положением эпицентров сильных землетрясений южного склона [108] показало, что сильные события ($M > 4,5$) приурочены к границам этих положительных и отрицательных структур (см. рис. 38, з), имеющих, по-видимому, глубинное заложение.

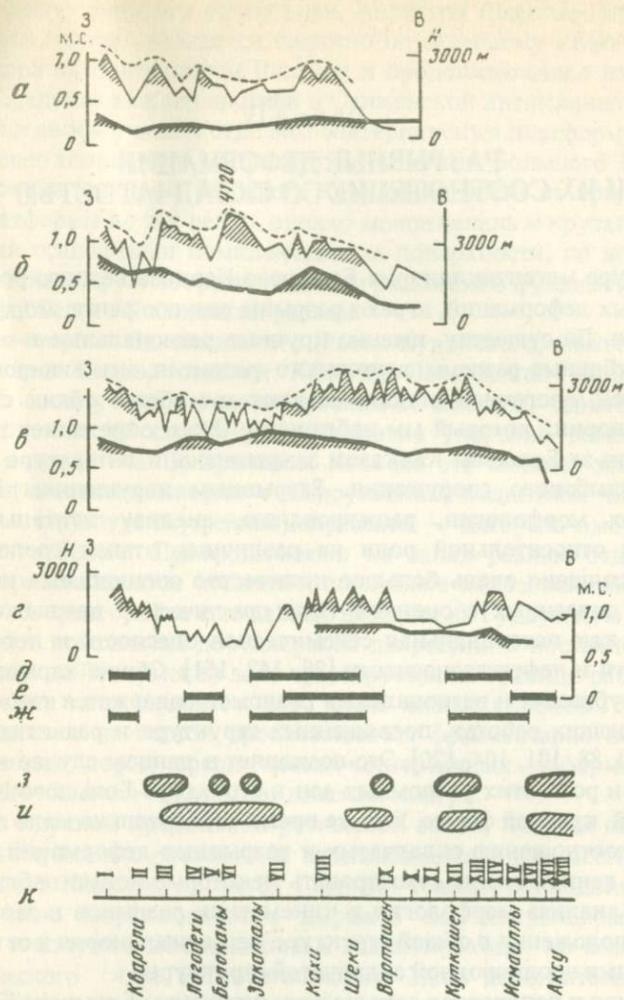


Рис. 38. Графики изменения средневзвешенной величины морфологической складчатости по простианию продольных зон восточной части Большого Кавказа (для сравнения показано изменение высоты (*H*) рельефа зон: *a* – Северного склона, *b* – Бокового хребта, *c* – Главного хребта, *г* – Южного склона. Заштрихованы участки максимальных значений м.с. и *H*

Ранее выделенные поперечные зоны: *д* – по [76], *е* – по [122], *ж* – поперечные зоны, трассирующиеся на приведенных графиках *а–г*. Проявления сейсмичности: *з* – с *М* $\geq 4,5$ [108], *и* – фоновой [46]; *к* – положение структурно-геологических разрезов, использованных для выявления неоднородности величины м.с. (римские цифры) и городов в подножии южного склона восточной части Большого Кавказа

РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ИХ СООТНОШЕНИЕ СО СКЛАДЧАТОСТЬЮ

В структуре мегантиклиниория Большого Кавказа важную роль, помимо складчатых деформаций, играют разрывы разного ранга, морфологии и простириания. По существу, именно крупные региональные и во многих случаях глубинные разломы длительного развития, активизировавшиеся на последней, орогенной стадии, создают тот общий облик структуры мегантиклиниория, который мы наблюдаем. Это и определяет то обстоятельство, что за Большим Кавказом закрепилось в литературе название складчато-глыбового сооружения. Разрывным нарушениям Большого Кавказа, их морфологии, ранжированию, анализу длительности их развития и относительной роли на различных этапах геологической истории посвящено очень большое количество специальных исследований, часто связанных с оценкой таких практически важных аспектов структуры, как потенциальная сейсмическая опасность и перспективы рудоносности и нефтегазоносности [25, 142, 151]. Общие характеристики крупных глубинных и региональных разломов содержатся также в сводных обобщающих работах, посвященных структуре и развитию региона [5, 45, 63, 70, 88, 101, 104, 120]. Это позволяет в данном случае коснуться положения и роли этих разломных зон в структуре Большого Кавказа в самой общей, краткой форме. В то же время относительно мало внимания уделялось соотношению складчатых и разрывных деформаций. Поэтому назначение данной главы суммировать некоторые новые наблюдения и результаты анализа морфологии и кинематики разрывов в зависимости от их местоположения в общей структуре мегантиклиниория и от их связи с особенностями неоднородной складчатой структуры.

Продольная и поперечная зональности структуры Большого Кавказа, о которой было сказано в главе II, обусловлены крупными протяженными зонами глубинных разломов и прежде всего протягивающимися продольно в соответствии с общим простирианием мегантиклиниория в обще-кавказском направлении. Главные и наиболее крупные разломы, ограничивающие Большой Кавказ с севера и с юга, одновременно являются и длительно развивающимися зонами контрастного сочленения различных блоков земной коры с разным режимом тектонических движений, что отражается в фациях и мощностях одновозрастных отложений, слагающих осадочные комплексы этих блоков. Иными словами, по всем признакам эти зоны и связанные с ними деформации отвечают понятию глубинных разломов [22].

Наиболее древним из таких глубинных разломов, палеозойский возраст

которого неопровергимо установлен, является Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, протягивающаяся широтно по северному краю кристаллического ядра на Центральном Кавказе и продолжающаяся на востоке в пределы Предкавказского прогиба в Сунженской антиклинали. Эта зона на западном своем участке отделяет эпигерцинскую платформу на севере от собственно альпийского складчатого поднятия Большого Кавказа на юге. Восточная половина Большого Кавказа отделена от прилегающей с севера платформы не так резко, однако моноклиналь и крутая флексура, образуемая осадочными комплексами на поверхности, по всей вероятности, связаны с крупным региональным разломом в фундаменте. Это так называемый Терско-Каспийский разлом.

С юга со стороны Закавказского (Рионо-Куринского) межгорного прогиба Большой Кавказ отделен Кахетино-Лечхумской шовной зоной, сходной по своему положению и строению с северной, однако ее активность и влияние на структуру и развитие уверенно регистрируются только с мезозоя. На Центральном Кавказе эта шовная зона в месте сочленения мегантиклиниория с Дзирульским поднятием выражена в рельфе и структуре внутренней депрессии — Цагерско-Амбролаурско-Джавским грабеном. При продолжении на запад разлом отделяет собственно горноскладчатое поднятие, сложенное мезозойскими толщами, от третичных предгорий, а еще дальше выходит на Гудаутскую депрессию и может быть прослежена до Адлерской депрессии. В восточном направлении Кахетино-Лечхумская зона трассируется по границе распространения флишевых толщ мезозоя к югу, вдоль южных склонов Гомборского хребта и дальше на восток прослеживается фрагментарно по выходам более древних пород среди неоген-четвертичных деформированных комплексов — Цители-Цкаро, Вандамский выступ.

Третьей крупной продольной разломной зоной, которая может быть отнесена к глубинным разломам и прослеживается вдоль всего простирания Большого Кавказа, является Главный Кавказский надвиг, который наиболее ясно морфологически выражен на Центральном Кавказе, откуда он и получил свое название и где он проходит по южному краю кристаллического ядра мегантиклиниория. Здесь действительно разлом имеет характер взброса или надвига, а в бассейне р. Ингури на небольшом участке (не более 10 км по простиранию) плоскость разлома становится очень пологой, и кристаллические комплексы ядра мегантиклиниория продвинуты здесь далеко к югу — Штавлерский покров или выступ. При продолжении на восток роль Главного надвига берет на себя разломная зона, ограничивающая с юга юрское сланцевое ядро мегантиклиниория и отделяющая его от флишевого синклиниория южного склона. При приближении к юго-восточной периклинали мегантиклиниория зона Главного надвига расщепляется на целый ряд разрывов, отстоящих один от другого всего на несколько километров и создающих ступенчатую структуру южного склона. Однако роль главного надвига обычно приписывается Малкамудскому разлому, отделяющему комплексы флиша на юге от расположенных севернее толщ средней юры.

Ряд продольных региональных разломов большой протяженности

создает ступенчатое разделение структурных зон внутри мегантиклино-рия, что особенно отчетливо проявлено в блоке Восточного Кавказа, где существует, как говорилось, Бежитинский грабен в ядре мегантиклино-рия, разделяющий антиклиниории Бокового и Главного хребтов.

На эту сеть продольных разломов, определяющих продольную зональность и общее простирание мегантиклино-рия, наложена система поперечных линеаментов, которые однако в очень редких случаях выражены на поверхности разрывами. И тем не менее эти поперечные структуры отражают блоковое строение глубоких горизонтов фундамента и связаны с разломами, возможно рассекающими земную кору на всю ее глубину. Крупнейшим из таких поперечных линеаментов является Транскавказское поднятие, в зоне которого располагается весь блок Центрального Кавказа, восточное и западное ограничения которого, выраженные на поверхности крупными региональными флексурами, по всей вероятности, связаны с глубокими коровыми разломами. Следующим по своему значению и выраженности в структуре является поперечное поднятие, пересекающее Восточный Кавказ и известное под названием Дагестанского клина. Оно также выражено в поверхностной структуре ундуляцией шарниров разных порядков и отражается в ступенчатом строении складчатой системы южного склона. И наконец, крупные флексуры поперечного направления отделяют обе периклинали мегантиклино-рия. Эти флексуры нередко связаны с частными поперечными разрывами.

Система продольных и поперечных разломов и линеаментов определяет тот глыбовый или блоковый характер структуры Большого Кавказа, который тем не менее сохраняет облик крупной складки – мегантиклино-рия. Можно констатировать, что система блоков, образующих структуру Большого Кавказа, оказывается определенным образом упорядоченной и несмотря на явную дискретность и даже иерархическую дискретность структуры, она в то же время не теряет и связности, поскольку иерархия блоков образует упорядоченный ансамбль, сохраняющий отчетливую продольную структурную и структурно-фациальную зональность.

Весьма важным для понимания общего процесса развития и становления складчатой области является вопрос сочетания блоковой структуры и разрывных деформаций со складчатостью. Причем важно рассмотреть его на детальных конкретных примерах, соотнося с общим планом структуры мегантиклино-рия, а также дать в конечном счете оценку кинематики разрывов и выявить ту роль, которую сыграли разрывы в общей деформации мегантиклино-рия.

Исследования последних лет, проведенные на Северо-Западном Кавказе С.А. Несмияновым [106], показали, что вдоль зон крупнейших разломов в новейшее время сформировались продольные грабенообразные депрессии. Такие структуры сопровождают Главный Кавказский надвиг, Краснополянский, Бекишевский, Агвали-Ахагский и другие взбросы и взбросо-надвиги.

В работах Р.А. Агамирзоева [1 и др.] показано, что и на Юго-Восточном Кавказе вдоль всех крупнейших разломов кавказского простирания

трассируются линейные грабенообразные депрессии. Например, долины Шахнабад-Чехычай, верховья долин Бабачай, Карабай, Кудиалчай вытягиваются в запад-северо-запад-восток-юго-восточном направлении согласно и соответственно с Ахтычайским и Малкамудским разломами. На Восточном Кавказе приуроченность депрессионной зоны Бежитинского грабен-синклиниория к зонам Тляротинского и Ахтычайского взбросо-надвигов показана в работе М.Ю. Никитина [107]. Крупнейшей депрессионной структурой южного склона Восточного Кавказа является Ала-зано-Агричайская впадина. Сейчас доказана приуроченность этой депрессии к зоне Кахетино-Лечхумского глубинного разлома. Западнее, на Центральном Кавказе вдоль этой тектонической линии формируются свои депрессионные зоны, из которых наиболее хорошо изучена Рача-Лечхумская грабен-синклиналь (или грабен-синклиналь Осетии) [45]. В пределах кристаллического ядра Центрального Кавказа Е.А. Долгиным [64] описана структура ряда приразломных альпийских депрессий.

Все эти приразломные депрессии Большого Кавказа развились унаследованно на синклиниорных или крупных синклинальных складчатых структурах. Исключение составляет Ала-зано-Агричайская наложенная впадина, перекрывающая разные структурные зоны (Шемахино-Кобыстанский синклиниорий, Вандамский антиклиниорий, южное крыло Ковдагского синклиниория) [122].

Поскольку крупнейшие разломы в современной структуре часто выглядят как взбросо-надвиги, причем перечисленные депрессии располагаются в их лежачих, опущенных крыльях, то последние в ряде случаев приобретают не грабеновый, а рамповый или полурамповый облик в разрезе. При этом вергентность мелкой складчатости (III и IV порядков) подчеркивает явление сдавливания депрессий либо с одной, либо с обеих сторон: в районе крупных разломных нарушений складки наклоняются или опрокидываются в сторону ядра синклиниория (или синклинали), которая служит субстратом для молодых депрессий. Пример такой полурамповой синклинали приведен на рис. 23, это разрез Рача-Лечхумской синклинали, построенный вдоль р. Ладжанури по дороге на перевал Орбели. Северное крыло этой сравнительно простой синклинали, на южной части которой унаследованно заложилась молодая депрессия долины р. Риони, осложнено серией мелких складок, развитых в известняках мела. Складки наклонены на юг, к центру синклинали, а к северу наблюдаются взброшенные на юг вулканиты байосского яруса средней юры, что придает грабен-синклинали полурамповый облик в разрезе. По-видимому, этот взброс является поверхностным выражением Рача-Лечхумского (Кахетино-Лечхумского) регионального разлома.

Внутренняя структура всех перечисленных выше синклиниориев и синклиналей в той или иной степени сходна со структурой Рача-Лечхумской приразломной синклинали. В целом они зажаты с одной или с обеих сторон крыльями соседних антиклиниориев. А крупные разломы разделяют эти отрицательные и положительные складчатые структуры.

Если крупные, региональные разломы являются долгоживущими

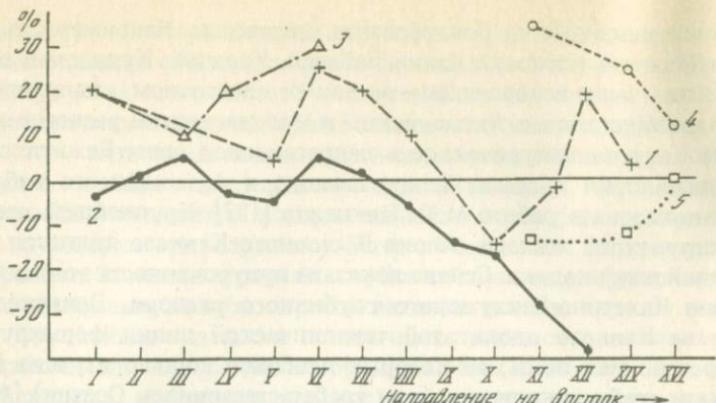


Рис. 39. Графики изменения величины "растяжения-сокращения" для складчатых сооружений Восточного Кавказа в направлении восточной периклиниали

1 – антиклиниорий Главного хребта; 2 – антиклиниорий Бокового хребта; 3 – Бежитинский грабен-синклиниорий; 4 – Ковдагский синклиниорий; 5 – Вандамский антиклиниорий. I–XVI – положение разрезов, использованных для расчетов (см. рис. 37)

структурами, заложились на геосинклинальном этапе, участвовали в процессе складкообразования и контролируются размещением новейших и современных структур орогенного этапа, то многочисленные локальные разрывы, отображенные на приведенных выше разрезах, явно более молодые и носят соскладчатый характер. Они участвуют и в строении складчато-блокового орогенного сооружения мегантиклиниория, разделяя сравнительно мелкие блоки горных пород. Детальное изучение складчато-разрывной структуры по профилям позволяет анализировать морфологию этих разрывов и амплитуды смещений по ним, а также количественно оценить горизонтальную составляющую взбросовых или сбросовых смещений для расчета величины "сжатия-растяжения" по всей системе локальных разрывов в процентах к общей ширине каждой конкретной тектонической (структурной) зоны. Так как локальные разрывы имеют, по-видимому, соскладчатую природу, то эта оценка важна для понимания условий напряженного состояния горных пород во время складкообразования.

Повсеместное распространение локальных разрывов позволяет провести анализ их морфологии на площади и районировать складчатую систему по морфологическим типам разрывных нарушений. При этом за основу районирования возьмем крупные антиклиниории и синклиниории, складчатая структура которых была подробно освещена выше.

Антиклиниорий Бокового хребта и растянутое его северное крыло в пределах Восточного Кавказа характеризуется примерно равным развитием локальных взбросов и сбросов. Приблизительный подсчет суммарной амплитуды горизонтальных смещений по системе разрывов для этих структурных зон здесь показал, что при их образовании существовала обстановка слабого растяжения или сокращения ($\pm 5\%$). От разреза к разрезу эта цифра изменяется, но повсеместно остается близкой к нулю (рис. 39).

Совершенно иная картина характерна для Бежитинского грабен-синклиниория и антиклиниория Главного хребта. Первая структурная зона, ограниченная с севера Тляратинским, а с юга Ахтычайским (Главным Кавказским) взбросо-надвигами, нарушается практически исключительно локальными разрывами типа взбросов. Горизонтальное сокращение по всем разрезам составляет примерно 10–30%. Структура антиклиниория Главного хребта также осложняется локальными разрывами типа взбросов и надвигов. Сокращение оценивается примерно в 10–20%. Интересно, что конфигурация кривых оценки "растяжение–сокращение" для антиклиниориев Бокового и Главного хребтов и разделяющего их Бежитинского грабен-синклиниория в пределах Восточного Кавказа сходна, абсолютные значения оценки для каждого пересечения естественно различаются (см. рис. 39).

По-видимому, это – проявление поперечной структурной зональности, о которой мы говорили выше.

Сванетский антиклиниорий (см. рис. 35) является структурой с преобладанием локальных разрывов типа взбросов, наклонных и опрокинутых к югу. Горизонтальное сокращение в его пределах оценивается в 10–20%. В то же время расположенный южнее Сорский антиклиниорий характеризуется примерно равным развитием взбросов и сбросов и имеет оценки растяжения–сокращения примерно ±3% (в разных пересечениях). Слабое сжатие (2–7%) восстанавливается по системе локальных разрывов Кодоро-Гумистинского антиклиниория. А вот для восточной половины Гойтхского антиклиниория, особенно для его северного крыла, нарушенного Главным Кавказским надвигом, наиболее часто встречающимися разрывами являются взбросы и надвиги. По всем пересечениям устанавливается значительное горизонтальное сокращение (10–20%). В западной половине антиклиниория также господствуют взбросы, и порядок величины сокращения тот же, что и для восточной половины.

Три описанных выше флишевых синклиниория осложнены в основном взбросами и надвигами. Морфологические особенности основной массы чешуйчато-складчатых структур дают основание отнести их не к скибовому или пластинному типу, как это часто представляется [66], а к типу складко-надвигов. При этом каждый отдельный надвиг обычно структурно тесно связан с какой-либо определенной крупной складкой. Такой тип пологих разрывных нарушений, характерный, например, для осевых частей и северных частей флишевых синклиниориев, искажает первичную формационную зональность незначительно. Амплитуда горизонтальных смещений по этим разрывам не очень велика. Тем не менее, оценки горизонтального сокращения структуры синклиниориев по всей системе локальных разрывов занчительны. Для Ковдагского синклиниория они составляют 15–35%, для Чиаурского – 10–20%, а для Новороссийского – 15–30%, по разным пересечениям.

Наконец, чтобы закончить описание районирования мегантиклиниория по типам разрывных структур, добавим, что такие антиклиниории его южного обрамления, как Вандамский (см. рис. 39) и Ахцу-Кацирхха характеризуются преобладающим развитием сбросов и относительным горизон-

тальным растяжением 10–15% (в первом случае) и 20–25% (во втором). В то же время Сочи-Адлерская депрессия нарушается крутопадающими взбросами (сокращение незначительно – 3%).

Таким образом, анализ смещений по массе продольных локальных разрывов дает основание полагать, что условия растяжения–сокращения на территории изученной части мегантиклинория Большого Кавказа распределяются крайне неравномерно. Интенсивное горизонтальное сокращение характерно для осевых структурных зон: антиклиниориев Главного хребта. Сванетского и флишевых синклиниориев. Обстановка слабого растяжения или незначительного сжатия выявляется для окраинных частей мегантиклинория: антиклиниориев Бокового хребта, Самурского, Вандамского, Ахцу-Кацирха, Кодоро-Гумистинского. Узкие зоны интенсивного сокращения отмечаются вдоль крупнейших разломов: Главного Кавказского надвига, Тляртинского надвига, системы Краснополянского–Бекишского разломов и др.

В литературе описаны случаи, когда стратиграфическими и палеогеографическими методами достоверно устанавливается выпадение в зонах разломов значительной части первичных седиментационных провинций [63, 66, 111]. По-видимому, в таких местах можно предполагать тектоническое совмещение различных формационных зон в результате крупноамплитудных горизонтальных перемещений. Однако до настоящего времени, к сожалению, не установлены конкретные шарьяжные структуры, ответственные за эти проблематичные перемещения, их устройство и историю становления, поэтому и сам вопрос о существовании таких структур остается открытым.

Значительное горизонтальное перекрытие установлено на Южном склоне на границе флишевых и расположенных южнее зон антиклиниорного строения: Абхазо-Рачинской (Гагро-Джавской) и Вандамской. Именно к этой границе, выраженной на Юго-Восточном Кавказе Зангинским, а на северо-западном – Агвайско-Ахагским разломами, приурочены наиболее бесспорные тектонические покровы Большого Кавказа (соответственно Баскальский, Астраханский и Воронцовский шарьяжи). На участках развития этих структур наблюдается существенное искажение первичной формационной зональности за счет сближения и сокращения ширины седиментационных зон перехода от флишевых прогибов к шовным поднятиям (Гагро-Джавскому или Вандамскому). Амплитуда горизонтального смещения пород оценивается здесь порядка 10 км и более [4, 45, 70].

Однако следует отметить, что значительные амплитуды горизонтальных движений в этой зоне отмечаются лишь вблизи периклинальных замыканий расположенных к югу антиклиниориев и в районе отрицательных ундуляций их шарниров. На западном окончании Абхазо-Рачинской зоны на периклинали антиклиниория Ахцу-Кацирха располагается Воронцовский покров; Баскальский и Астраханский покровы приурочены к зоне периклинального замыкания Вандамского антиклиниория. К восточной периклинали Сванетского и Сорского антиклиниориев (или Абхазо-Рачинской зоны в целом) приурочены известные тектонические покровы на

южной границе Чиаурского флишевого синклиниория [28, 45, 59, 104]. На северных границах центральных, высоко поднятых частей антиклиниориев южного обрамления мегантиклиниория (в Верхней Сванетии, в центральной части южного склона Восточного Кавказа, в Гагринском хребте и хребте Аибга) тектонические покровы отсутствуют.

Аллохтонные тела характеризуются специфической внутренней складчатой структурой. В тыловых частях, где они не осложнены более поздними деформациями, не обнаружено синшарьяжных складок (см. рис. 11) или таковые имеют крайне простой, ненапряженный облик. Фронтальные части шарьяжей, напротив, значительно дислоцированы в виде крупных и мелких, опрокинутых на юг, часто сильно сжатых складок [6, 45]. Такая внутренняя складчатая структура аллохтонных пластин может свидетельствовать о гравитационном характере перемещения тектонических покровов, хотя механизм их отрыва от провинций первоначального накопления формирующих их разрезов пород мог быть и иным. Доскладчатые шарьяжи могли возникнуть в результате отрыва пород осадочного чехла от доальпийского кристаллического основания в условиях неоднородного субгоризонтального сжатия в осевых зонах формирующегося мегантиклиниория в момент начала интенсивных складкообразующих процессов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ

Анализ истории развития Большого Кавказа в мезозое и кайнозое проводился разными авторами неоднократно. Начиная с В.В. Белоусова, впервые использовавшего в своей монографии "Большой Кавказ" для решения вопросов историко-геологического плана метод анализа фаций и мощностей, можно перечислить более десятка работ, в которых с той или иной степенью детальности ставились и анализировались эти вопросы для всей территории складчатой системы, для отдельных ее частей или для более обширного района, включающего Закавказье, Малый Кавказ и Скифскую плиту [39, 95, 96, 97, 104, 111, 138, 149, 162, 163, 170, 172, 173, 175, 176]. На основании анализа наиболее современных из этих данных можно проследить главные этапы и стадии становления и развития описанных выше крупных складчатых структур.

Альпийский цикл на Кавказе начался в ранней юре, когда произошло заложение геосинклинального прогиба Большого Кавказа. Этот линейный вытянутый прогиб с юга обрамлялся Закавказским срединным массивом, на месте которого сейчас расположена Рионо-Куринская депрессия, а с севера — молодой Скифской платформой. Повсеместное перекрытие нижнеюрскими довольно мощными базальными грубообломочными толщами (конгломераты, песчаники) более древних с резким угловым несогласием и размывом свидетельствует в пользу наложенного характера вновь образовавшейся геосинклинали на в целом замкнувшиеся, испытавшие складчатость и метаморфизм разной степени, геосинклинальные зоны герцинского цикла развития [2, 15, 104, 111, 143, 175]. При этом, как уже говорилось выше, характер фундамента в разных частях Большого Кавказа перед началом альпийского развития был разным. Зоны Главного, Передового хребтов и Лабино-Малкинская на Центральном Кавказе характеризовались к началу позднего палеозоя наличием метаморфизованного и сильно дислоцированного кристаллического фундамента, на котором в позднем палеозое накапливались породы, типичные для нижних горизонтов чехла молодой платформы. Нижнеюрские отложения с несогласием перекрыли как этот фундамент, так и верхнепалеозойский чехол. В альпийском цикле эти зоны, за исключением Перевальной подзоны зоны Главного хребта, развивались в режиме парагеосинклинали или даже молодой платформы [2, 15, 109, 143].

На южном склоне (в Сванетии) к концу палеозоя была сформирована сравнительно слабо метаморфизованная (филлитовая фация), но довольно интенсивно деформированная десская серия, перекрывающаяся

юрскими образованиями также несогласно. Но характер этого фундамента иной, чем в более северных зонах. Этот тип фундамента нельзя назвать кристаллическим. Герцинское геосинклинальное развитие южного склона осталось как бы не вполне завершенным и продолжилось в альпийском цикле.

Альпийский цикл на Большом Кавказе четко разделяется на три стадии, характеризующиеся своим специфическим планом распределения прогибающихся и воздымающихся зон геосинклинали, господствующим формационным составом накопившихся в каждую стадию пород и размахом вертикальных движений. Первая стадия геосинклинального этапа развития охватывает раннюю и среднюю юру. В это время на месте Большого Кавказа сформировался обширный единый прогиб, в котором накапливались сначала (начало лейаса) в основном довольно грубообломочные отложения (песчаники, гравелиты, конгломераты), затем (синемюр, плинсбах, тоар) глинисто-сланцевые, и наконец (аален, байос, бат) – флишоидные песчано-сланцевые толщи. Эти комплексы пород довольно естественно могут быть отнесены к трем главным формациям: нижней (базальной), флишоидно-молассоидной, средней – глинисто-сланцевой (аспидной) и верхней – флишоидной. Кроме осадочных, в составе этих формаций часто отмечаются вулканогенные породы как основного, так и среднекислого состава [27, 97, 104]. На основании данных Д.И. Панова и А.И. Гущина [63, 111], известно, что прогибание началось в осевой зоне геосинклинали и постепенно распространялось к северу и югу, захватив южную окраину молодой Скифской платформы и северные части Закавказского срединного массива.

Уже на первой стадии развития в этом обширном прогибе четко проявляется продольная зональность, выразившаяся в латеральном изменении как фациального состава, так и мощностей выполняющих его отложений (а следовательно, и в возрастном объеме и мощностях главных формаций). В осевых частях прогиба максимальными мощностями и возрастным объемом характеризуются толщи средней, глинисто-сланцевой формации в то время как на южной и северной окраинах (а частично и в пределах периферических частей Скифской плиты и Закавказского массива) широко распространяются значительные мощности и большой возрастной объем приобретают флишоидно-молассоидная и флишоидная формации, а глинисто-сланцевая отличается угнетенным распространением (см. рис. 34). На Центральном и Северо-Западном Кавказе осевой зоне прогиба, характеризующейся максимальными мощностями пород лейаса, соответствуют разрезы южного склона Главного хребта и Сванетского антиклинария, а на Восточном – разрезы Главного и Бокового хребтов.

В начале второй стадии геосинклинального этапа развития (байос–бат) происходит частная инверсия этого единого обширного прогиба [109, 110, 111, 175]. На месте наиболее опущенной осевой части прогиба возникает центральное поднятие, разделяющее единый бассейн осадконакопления на два краевых. Уже с тоара в разрезах осевых зон начинают встречаться локальные горизонты размытия и несогласий, а в средней юре (перед

байосом) они распространяются практически на все зоны Большого Кавказа.

В байосском веке возникает резкое различие в формационном составе пород в осевой и северных частях геосинклинали и на ее южной окраине. Первая провинция, как уже говорилось выше, характеризуется накоплением терригенных флишоидных толщ, а вторая – основных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, относимых большинством исследователей к порфиитовой формации [27]. Вулканизм захватил в это время не только южные части геосинклинали, но распространился также на большую часть Закавказского срединного массива и Малого Кавказа. Мощности вулканогенных пород байоса очень велики. На южном склоне Большого Кавказа они превышают 1500–2000 м. Четкое разделение двух субширотно вытянутых провинций осадконакопления, по-видимому, может свидетельствовать о существовании уже в байосском веке подводной кордильеры, т.е. центрального поднятия [110, 111, 175].

Батский век принес резкое сокращение площадей краевых прогибов и разрастание центральных поднятий. На Восточном Кавказе оформились два прогиба: обширный изометричный северный (на месте современного Дагестана) и узкий, линейно вытянутый трог вдоль современного южного склона. На Центральном Кавказе в конце средней юры возникла похожая, но как бы зеркально симметричная картина распределения прогибов и поднятий. В осевой части геосинклинального прогиба, расположавшегося на месте современных Сванетского и Кодоро-Гумистинского антиклиниориев, также возникли протяженное центральное поднятие и два краевых прогиба – узкий и линейный флишевый к северу и более изометричный парагеосинклинальный к югу – на месте современной Абхазо-Рачинской зоны. Другая кордильера, соответствующая зоне Главного хребта, разделила прогибы эпиплатформенной Лабино-Малкинской зоны и более южных подвижных зон.

Этот план распределения поднятий и прогибов является определяющим для всей второй – инверсионной – стадии развития геосинклинали – с байосского века юры до эоцен. Состав отложений с поздне-юрского времени резко изменяется. Господствуют породы карбонатного состава. В обширном северном прогибе, охватившем территории современных зон Известнякового Дагестана и Лабино-Малкинской, накапливались песчанистые известняки, известняки и доломиты карбонатной формации. Мощности этих отложений сравнительно невелики. За всю средненеалпийскую стадию развития здесь накопилось от 1500 до 2500 м карбонатных пород [138, 175]. Подобный же характер осадконакопления существовал, по-видимому, и на южной периферии геосинклинальной системы – на месте современной Абхазо-Рачинской зоны (абхазские фации).

На территории современных флишевых зон южного склона Большого Кавказа, имели место, очевидно, два подставляющих друг друга по простиранию узких трога: западный – Новороссийский и восточный – Чиауро-Либрарский, в пределах которых накапливались тонкоритмичные терригенно-карбонатные толщи большой мощности (до 3000–5000 м),

относящиеся к формированию карбонатного флиша [12, 14, 39, 45, 50, 51, 60, 97, 104, 175]. Относительно приподнятое положение на протяжении всей среднеальпийской стадии сохранили интрагеоантиклинали Бокового хребта на Восточном Кавказе, Главного и Сванетского хребтов – на Центральном. Однако эти поднятия, вероятнее всего, в рельфе выражались слабо, а на отдельных этапах истории среднеальпийской стадии и вовсе не проявлялись, поскольку экзотические глыбы верхнеюрских и неокомских известняков с северного склона современного Большого Кавказа (из Абино-Гунайской или Шахдагской зон) переносились и переотлагались в верхнеюрских и нижнемеловых же породах южного склона [70, 94, 97]. В то же время безусловным является факт, что центральные поднятия разделяли зоны с разным характером осадконакопления и на отдельных этапах развития являлись поставщиками обломочного материала в соседние прогибы [172, 175], в связи с чем вместо карбонатных начали накапливаться терригенно-карбонатные или даже терригенные отложения. Кроме осадочных, на этой стадии развития в сеноманском веке на месте зон южного склона Большого Кавказа формировались также и вулканические образования основного состава [27]. В конце стадии материал, накопившийся во флишевых прогибах, испытал складкообразование.

Третья стадия – стадия общей инверсии геосинклинали – охватывает олигоцен, неоген и антропоген. На этой стадии центральное поднятие Большого Кавказа впервые оформилось как единая, выраженная в рельфе область, включающая в себя зоны Главного, Бокового хребтов, Лабино-Малкинскую, на южном склоне – Сванетскую и флишевые, а также Гойтхскую Архыз-Гузерипльскую и Тфансскую. Прогибы обрамляли эту зону размыва с юга и севера.

Начинает эту стадию накопление трансгрессивно налагающих на разные более древние горизонты песчано-глинистых тонкослоистых толщ майкопской свиты, имеющих довольно значительные мощности (500–1000 м). Эти отложения можно квалифицировать как нижнюю морскую молассовую формацию олигоцен-миоценового возраста. Характерно наличие олистостромовых горизонтов в составе пород формации в ряде мест. Отдельные крупные олистолиты и обломочный материал горизонтов "дикого флиша" имеют в основном карбонатный состав и представлены верхнезоценовыми и более древними известняками [29, 89]. В целом всеми исследователями отмечается глубоководный характер осадконакопления майкопских отложений, однако в некоторых районах (например, в чечено-дагестанской части Терско-Каспийского прогиба) значительная их литологическая пестрота позволяет реконструировать сложную внутреннюю структуру и расчлененный рельеф дна. Мощности отложений на палеоподнятиях были в 2 раза меньше, чем в палеопрогибах [89].

В среднемайкопское время в Предкавказье в Чечено-Дагестанской области происходило накопление речных песчаных отложений, принесшихся подводными течениями, по-видимому, с юго-востока. Насыщенность сравнительно грубообломочным материалом разрезов олиго-

цен-миоценовых толщ Сочинско-Адлерской и Сухумской депрессий описаны в работе Ч.Б. Борукаева с соавторами [29].

В недавней работе И.Г. Щерба [178] изложила представления о формировании олигоцен-миоценовых толщ в условиях единого глубоководного бассейна, существовавшего на месте Большого Кавказа. Снос обломочного материала якобы осуществлялся со стороны Закавказских срединных массивов и Скифской плиты. Приведенные выше данные говорят, по-видимому, о существенной тектонической расчлененности бассейна, и, вероятно, о наличии участков суши на месте современного Большого Кавказа, подвергшихся размыву крупными реками.

В целом этап развития геосинклинали в олигоцене – раннем миоцене можно назвать раннеорогенным. Наиболее крупные бассейны осадконакопления, сформировавшиеся на этом этапе развития, представляли собой прообразы Предкавказского предгорного и Закавказского межгорного прогибов следующего, позднеорогенного, этапа, в который вступила геосинклиналь Большого Кавказа в позднем сармате. Этот этап (новейший) охватил время с позднего сармата, включая антропоген, и ознаменовался началом накопления в прогибах грубообломочных образований с нарастанием их мощности по сравнению с более древними отложениями (раннеорогенного этапа). Образования этапа резко несогласно и с размывом налегают на более древние. Большой Кавказ превратился в горную область, формировались структуры окружающих краевых прогибов и межгорных впадин. На новейшем этапе ярко выступила поперечная "антекавказская" зональность, проявился орогенный вулканизм (вулканы Эльбрус и Казбек). Размах новейших вертикальных движений сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа относительно обрамляющих прогибов превышает 4000 м [101].

Следует отметить, что изложенные представления о ходе развития распределения прогибов и поднятий в геосинклинальной системе Большого Кавказа в альпийском цикле разделяются далеко не всеми исследователями. Так, В.И. Шевченко и И.А. Резанов [170] высказали мнение, что описанные центральные поднятия не возникли в геосинклинали в конце раннеальпийской стадии развития, а являются древними унаследованными интрагеоантеклиниальными, т.е. складчатая система не является инверсионной. Новые данные по стратиграфии отложений раннеальпийского комплекса, собранные Д.И. Пановым и А.И. Гущиным [111], опровергают это мнение. Другой спорный вопрос – о длительном существовании центральных поднятий, разделяющих краевые прогибы, на протяжении средне- и позднеальпийских стадий. Ряд исследователей полагает, что после кратковременного поднятия всей геосинклинальной системы в батском веке, начиная с поздней юры, вновь установилась обстановка общего прогибания с максимальной амплитудой в центральных частях трога [138, 178]. Эти условия, якобы, просуществовали до орогенного этапа (плиоцен-четвертичного времени), т.е. инверсионный путь развития геосинклинали также отрицается.

По этому вопросу следует сказать, что при анализе истории развития региона необходимо различать палеогеографический и палеотектоничес-

кий режимы. Безусловно, возникшее в предпозднеюрское время центральное поднятие в осевой части геосинклинальной системы в дальнейшем неоднократно погружалось под морскую поверхность (и в позднеюрское и, по-видимому, в олигоцен-миоценовое время). Оно не было в эти периоды выражено как крупная область размыва, однако наличие какой-то границы между южными (закавказскими) и северными (предкавказскими) частями обширных бассейнов осадконакопления чувствовалось. Оно запечатлено в формационных различиях образований мезозоя и палеогена на северном и южном склонах Большого Кавказа, а также в расчлененности дна майкопского моря и возможном существовании в нем островов.

Все это убеждает нас в том, что длительно существующее центральное поднятие как тектоническая структура вовсе не обязательно должна выражаться на протяжении всей истории Большого Кавказа как устойчивая и активная область размыва, суша.

Чтобы внести в изучение режима вертикальных движений на основании анализа карт и мощностей количественный фактор, учитывающий не только мощности отложений, но и интервалы времени, за которые эти отложения накопились, количество и относительные размеры бассейнов осадконакопления и областей размыва и тому подобные более объективные, чем чисто качественные, характеристики, В.Н. Шолпо [175] разработал и применил к геосинклинальной системе Большого Кавказа метод количественной оценки режима вертикальных тектонических движений. На основании проведенных измерений на картах скоростей осадконакопления и последующих расчетов выяснилось, что средневзвешенные скорости прогибания на разных стадиях развития Большого Кавказа сильно различаются. Наиболее высока средняя скорость V (0,166 мм/год) на первой стадии (J_{1-2}), соответствующей доинверсионной стадии развития геосинклинальной системы. Следующая стадия – частной инверсии ($J_3 - P_2$) характеризуется низкими значениями этой величины (0,030–0,020 мм/год), причем такой уровень средней скорости прогибания отмечается в обоих краевых прогибах: в северном – парагеосинклинальном и в южном – флишевом, хотя в последнем скорость постоянно сохраняется несколько более высокой (рис. 40). Минимальных значений ее величина достигает перед олигоценом, т.е. перед началом стадии общей инверсии геосинклинали. Этот заключительный орогенный этап развития характеризуется новым возрастанием средней скорости. Она достигает 0,115 мм/год в Предкавказском передовом прогибе и 0,081 мм/год – в Закавказском межгорном.

Значения контрастности тектонических движений K (коэффициент дифференцированности) на доинверсионном этапе возрастает, достигая максимума в начале частной инверсии – в средней юре. В поздней юре и мелу в северном прогибе наблюдается практически равномерное снижение этого параметра, а затем, с позднего мела, – медленное его нарастание, постепенно ускоряющееся на орогенном этапе ($N_2 - Q_1$). В южном флишевом прогибе момент частной инверсии (J_3) также совпадает с высокими значениями коэффициента контрастности. Далее эта величина

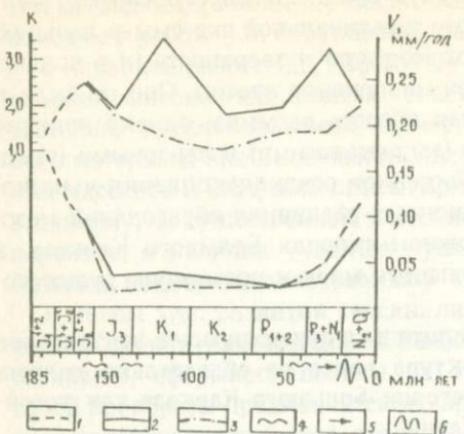


Рис. 40. Графики изменения интенсивности (V) и контрастности (K) вертикальных движений Большого Кавказа в течение альпийского цикла (по [175] с изменениями)

1–3 – прогибы: 1 – Большого Кавказа в целом, 2 – южного склона, 3 – северного склона; 4–6 – проявления структурообразования: 4 – ранней складчатости, 5 – надвигов и покровов, 6 – "главной" складчатости

колеблется, достигая максимальных значений в раннем мелу и в олигоцене–миоцене. Вслед за этими отрезками времени с максимальными значениями дифференцированности каждый раз наступает период относительно низких значений параметра: первый раз в поздней юре, второй – в позднем мелу, третий – в неоген–четвертичное время.

Таким образом, изменение величин интенсивности и контрастности вертикальных движений на Большом Кавказе за альпийский цикл в общем согласуется с основными закономерностями развития, выявленными при качественном анализе карт фаций и мощностей отложений, каждая стадия или этап охарактеризованы количественно, что позволяет их сравнивать как между собой, так и с другими тектоническими системами. Альпийский цикл развития так же, как и при качественном анализе, четко делится на три стадии, различающиеся количественными параметрами режима. После частной инверсии и формирования двух крупных краевых прогибов каждый из них пошел по собственному пути развития. Типичный геосинклинальный режим с соответствующими значениями V и K сохраняется в южном, флишевом, прогибе. Северный прогиб по характеристикам режима движений приближается к платформенному. Несмотря на то, что величины интенсивности (средней скорости прогибания) для обоих прогибов близки, коэффициент дифференцированности в южном прогибе имеет гораздо более высокие значения, чем в северном. Эти значения характерны для подвижных геосинклинальных систем [126, 175].

Интересно сопоставить количественные характеристики режима вертикальных движений с главнейшими фазами структуро- и складкообразования в разных тектонических зонах Большого Кавказа (рис. 40, 41). Первой альпийской фазой складчатости, широко проявившейся на территории зон "сланцевого ядра" и северного склона, является предверхнеюрская. До верхней юры несогласия отмечаются также на границе пород аалена и байоса, однако они носят местный характер и ограничиваются пределами отдельных зон. Предверхнеюрские складкообразующие движения сов-

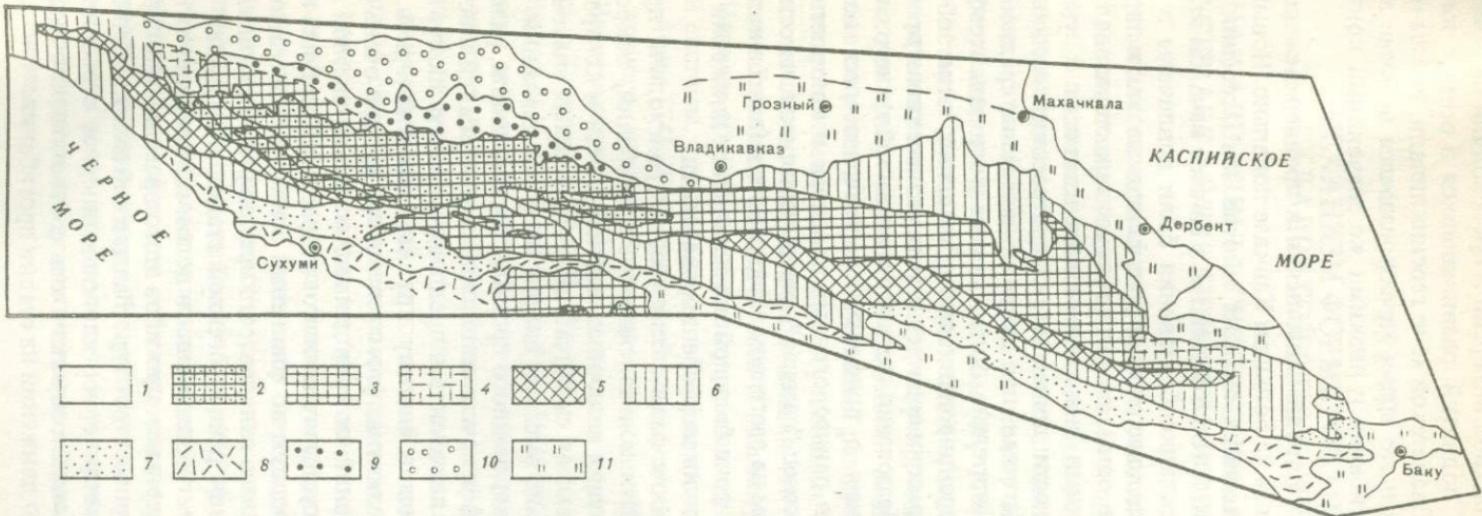


Рис. 41. Карта возраста проявлений складчатости на территории Большого Кавказа (составлена с использованием данных [149])
 1 – области, не затронутые складчатостью; 2 – зоны палеозойской складчатости; 3–11 – зоны альпийской складчатости: 3 – предпозднекорской, 4 – то же, верхний структурный ярус, 5 – предраннемеловой, 6 – предолигоценовой, 7 – предплиоценовой, 8 – предраннечетвертичной, 9, 10 – олигоцен-четвертичной (9 – в породах юры, 10 – в послеюрских породах), 11 – предпозднеплиоценовой

пали с началом этапа частной инверсии и происходили на фоне развития обширных центральных поднятий, развивающихся в осевых зонах, зонах северного склона и в Сванетской зоне геосинклинали. Режим вертикальных движений системы в это время характеризовался низкими значениями средней скорости прогибания и низкими же значениями контрастности (см. рис. 40).

Последовавшие позже предваланжинская и предверхнемеловая фазы складчатости проявились на Большом Кавказе локально. Новый мощный импульс складкообразования охватил многие зоны геосинклинальной системы на границе эоцен и олигоцена, т.е. в связи с началом этапа общей инверсии. В процесс складкообразования были вовлечены в основном зоны карбонатного осадконакопления как флишевые, так и парагеосинклинальные. Флишевые зоны южного склона характеризовались в это время довольно низкими значениями интенсивности и умеренными значениями контрастности движений, а парагеосинклинальные (например, Известняковый Дагестан) при сходных значениях средней скорости прогибания имели значительно более низкие величины коэффициента контрастности (дифференцированности). Возможно, этим объясняется разница структур, сформировавшихся в этих разных типах прогибов при их отмирании. Эпоха образования надвигов и шарьяжей южного склона Большого Кавказа, совпавшая с плиоценом, характеризовалась возрастанием скорости прогибания в раннеорогенных прогибах и контрастности движений (см. рис. 40). Наконец "главная", завершающая складчатость, охватившая всю систему в целом на орогенном этапе развития (плиоцен-четвертичное время), проходила на фоне большой интенсивности движений и сравнительно небольших величин дифференцированности.

Таким образом, ранние фазы складчатости происходили при низких значениях контрастности и интенсивности прогибаний, покровообразование – при возрастающих величинах интенсивности и контрастности, а синорогенная, завершающая складчатость – при малых значениях контрастности и сравнительно высоких цифрах скорости движений. Интересно, что осевые части доинверсионного прогиба геосинклинали, развивавшиеся на первом этапе на фоне очень интенсивных прогибаний и испытавшие инверсию и раннюю складчатость в предпозднеюрскую эпоху, на орогенном этапе превратились в систему крупных антиклиниориев. Прогибы инверсионного этапа развития, формировавшиеся на фоне очень скромных относительных прогибаний, по сути дела не испытали частной инверсии. Ранняя складчатость предолигоценового возраста определила их структуру – в целом синклиниорную во флишевых зонах; в парагеосинклинальных зонах сформировалась складчатость промежуточного типа. Наконец, интенсивные прогибания раннеорогенной стадии и "главная" складчатость, охватившая всю геосинклиналь в целом в плиоцене–антропогене, привели к инверсии отдельных прогибов этого времени и к образованию на их месте антиклиниорных структур (Вандамский антиклиниорий).

Таким образом, антиклиниорное или синклиниорное строение складчатых зон на Большом Кавказе определялось соответственно высокой или низкой интенсивностью движений на стадии прогибания.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ

ЧАСТНАЯ АДВЕКЦИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ЧЕХЛЕ В МАСШТАБЕ АНТИКЛИНОРИЕВ И СИНКЛИНОРИЕВ

Выявленные закономерности строения и развития складчатой системы Большого Кавказа позволяют снова вернуться к проблеме формирования складчатости. В последнее время тектонистами все чаще высказывается мнение, что формирование структуры таких сложных складчатых систем, как например Большой Кавказ, вряд ли может быть объяснено каким-либо одним универсальным механизмом [55, 128]. Длительная, богатая событиями история становления таких систем, включающая неоднократные ранние проявления складчатости, шарьрование и заключительную всеобъемлющую фазу складкообразования, позволяет предположить преобладание на разных стадиях развития раздельное или одновременное действие нескольких факторов образования структур. Так, можно полагать, что складчатость, сопровождающая тектонические покровы и более поздняя "главная" складчатость в рассмотренных выше районах Большого Кавказа образовались в силу разных причин. Ярким примером складчатой системы, где шарьяжи слабо осложняются складками, является Телль-Атлас [74]. В значительной мере это касается тектонических покровов южного склона Большого Кавказа (Баскальский покров), покровов Известнякового Дагестана, а также крупных надвигов и шарьежей Динарид Югославии [70, 177, 182, 192].

Исследования М.К. Хабберта и В.В. Руби [191, 196] показали, что в условиях прогрева и большой нагрузки на обводненные породы автохтонной постели, перекрытые телом тектонического покрова, создается как бы водно-паровая подушка, служащая для покрова прекрасной смазкой. При этом движение тяжелой аллохтонной пластины под действием исключительно силы тяжести легко осуществляется под уклон, если даже угол наклона поверхности не превышает первых градусов. Сползание шарьяжей южного склона Большого Кавказа в неогене также, по-видимому, определялось местными перепадами палеорельефа на границе приподнятых флишевых и расположенных южнее опущенных Абхазо-Рачинской и Вандамской зон [45, 59, 60, 70].

В.Г. Гутерман моделировал на эквивалентных материалах гравитационное сползание слоистой толщи со склона мигрирующего поднятия [61]. Таким образом, геологические, теоретические и экспериментальные данные не противоречат предположению о гравитационно-оползневой природе тектонических покровов Большого Кавказа и многих других складчатых систем.

В свете новых представлений о компенсационной организации текtonического течения [56], для формирования такого рода покровов наличие выраженного в рельефе поднятия совсем не обязательно. Эти покровы представляют собой отражение поверхностного горизонтального текtonического потока, компенсирующего как "приток" материала вверх, в зону поднятия – зону вертикального восходящего потока, так и "отток" материала вниз из зоны впадины – зоны вертикального нисходящего потока.

Материалы изучения морфологии складчатости, изложенные в предыдущих главах, позволили несколько по-новому представить закономерности размещения разных морфологических типов складчатости на территории таких крупных тектонических систем, как Большой Кавказ. Кроме широко известных особенностей их строения и развития, сформулированных ранее В.В. Белоусовым как раз на примере этого мегантиклиниория, следует указать следующие.

1. Наиболее интенсивная складчатость наблюдается в положительных крупных складчатых сооружениях – антиклиниориях, причем расположенных в осевой его части. На периферии отмечается упрощение морфологии пликативных дислокаций даже в пределах антиклиниориев.

2. Мелкая складчатость вдали от периклинальных замыканий антиклиниориев сравнительно однородна. По всей ширине зоны складки примерно одинаково сложны по форме.

3. По мере приближения к периклинальному замыканию антиклиниория мелкая складчатость по морфологии становится все более неоднородной. Сложная складчатость сохраняется в пределах крупных антиклиналей.

4. В ядрах синклиниориев, а также в крупных синклиналях, расположенных в антиклиниориях вблизи зон их периклинального замыкания, преобладает более простая по форме мелкая складчатость.

5. Таким образом, полная складчатость теряет свою однородность и свойство подобия не только на окраинах складчатой системы, но также и в их осевых частях в крупных отрицательных структурных формах – синклиниориях и на периклиналях антиклиниориев.

6. Полная, голоморфная разновидность в этих местах часто полностью замещается промежуточной – гребневидной или сундучной (коробчатой).

7. Антиклиниории и крупные антиклинали в них, а также синклиниории и крупные синклинали, их осложняющие, по большей части подставляют друг друга кулисообразно.

8. Линейные или овальные в плане поля морфологически относительно более сложной складчатости часто изолированы от других таких же полей и обрамляются со всех сторон полями с менее сложной структурой.

9. Детальные исследования вергентности мелких складок, морфологии локальных разрывов, развития кливажа, будинажа и т.п., проведенные авторами в пределах антиклиниориев и синклиниориев Большого Кавказа, показали существенное изменение этих индикаторов деформации от места к месту в разных частях крупных складчатых сооружений. Как правило, зоны интенсивного горизонтального сжатия отмечаются на границах ядер и крыльев антиклиниориев и на границах антиклиниориев и синклиниориев.

Они перемежаются с зонами значительно менее интенсивного горизонтального сжатия или даже вертикального сжатия (горизонтального относительного растяжения), приуроченными к осевым частям ядер антиклиниориев и ядрам синклиниориев. Иными словами, деформации и, по-видимому, вызвавшие их напряжения распределяются в пределах складчатой системы неравномерно в виде изолированных друг от друга локальных зон.

10. В периферических частях складчатой системы, в крупных синклиниориях и на периклинальных замыканиях антиклиниориев, т.е. там, где полная складчатость приобретает черты промежуточной разновидности, четко прослеживается вертикальная этажность складок, с более сложной и более простой морфологией. Интенсивность деформации вверх по разрезу обычно уменьшается. В Перевальной подзоне Главного хребта Большого Кавказа – там, где доступен для наблюдения контакт доальпийского фундамента и геосинклинального чехла, выявляются факты совместного деформирования пород, слагающих эти два структурных этажа [35, 144, 147], в виде блоково-разрывных и пликативных нарушений. Имеются также примеры срывов пород чехла с фундамента и сравнительно простой складчатой структуры пород чехла. В целом деформации в породах геосинклинального чехла вблизи границы с фундаментом отличаются от деформаций в более высоких горизонтах чехла значительно большей неоднородностью [35], т.е. наряду с интенсивно нарушенными есть участки сравнительно простого строения. Следовательно, наблюдается некоторая дисгармония складчатости и вниз по разрезу.

11. Анализ истории развития складчатых зон, а также региональных структурных несогласий позволяет установить, что ранняя складчатость зарождается в геосинклинали в связи с инверсией прогибов ранней генерации при возникновении на их местах центральных поднятий.

12. Зарождение складчатости в этих поднятиях на инверсионной стадии происходит в геосинклинали центробежно в направлении от более центральных зон к периферическим.

13. Возникновение ранней складчатости происходит на фоне низких значений интенсивности и контрастности нисходящих вертикальных движений в геосинклинали.

14. "Главная" складчатость орогенного этапа завершает становление структуры, вновь охватив уже частично сформировавшиеся зоны ранней складчатости в центральных поднятиях, на месте которых в это время образуются антиклиниории, а также остаточные передовые и приразломные внутренние прогибы, на месте которых формируются синклиниории.

15. Орогенный эпигеосинклинальный этап на Большом Кавказе характеризовался нарастанием интенсивности вертикальных движений при падении контрастности.

Закономерности неоднородного строения рассмотренной складчатой системы, которые в совокупности можно назвать широкомасштабной латеральной и вертикальной дисгармонией, противоречат возможности объяснения формирования складчатости исключительно с позиций механизмов внешнего горизонтального сжатия или вертикального

приразломного смятия. Кулисообразное взаимное расположение антиклиниориев, синклиниориев, а также крупных и более мелких складок, наличие поперечных складок и складчатых зон, секущих складчатые системы, предполагает азимутальное различие направления действия сил при горизонтальном сжатии для структур разных порядков. Большие трудности возникают также в связи с более сложной морфологией складчатости в осевых частях тектонических систем, наличием многочисленных изолированных друг от друга и разновозрастных зон интенсивной складчатости, часто небольших по размеру и овальных по форме в плане, в связи с чем складчатая система обычно не является единой линейно вытянутой широкой полосой равномерной складчатости, а представляет собой как бы чередующиеся эшелонированные участки интенсивной и менее интенсивной деформации.

Важным аргументом против главенствующей роли внешнего горизонтального сжатия следует признать тот факт, что на территории мегантиклиниория Большого Кавказа участки резкого сокращения ширины зоны полной складчатости (на периклиналях мегантиклиниория, в районе "центрального пережима" в районе Военно-Грузинской дороги), где, казалось бы, с точки зрения этих представлений должна наблюдаться наиболее интенсивная складчатость, характеризуются вполне умеренными и даже сравнительно низкими средними значениями степени морфологической сложности складчатости, в то время как на участках раздува ширины зоны полной складчатости интенсивность деформаций в среднем намного выше (на Восточном Кавказе, в Сванетском антиклиниории). Некомпетентный характер многих толщ, участвующих в складкообразовании, а также сравнительно скромные напряжения, которые необходимы для смятия в складки природных комплексов пород, также ставят определенные препятствия на пути понимания складчатости как непосредственного продукта взаимодействия литосферных плит.

Таким образом, если подойти к строению и развитию складчатых систем с позиций анализа достаточно детальных данных, а не с позиций общих соображений, то имеется ряд серьезных аргументов, препятствующих представлениям о складкообразовании исключительно в результате горизонтального сжатия толщ извне.

Невозможно объяснить полученные закономерности также с позиций другой, альтернативной, точки зрения – возникновения складчатости в результате чисто вертикальных движений [18, 114]. Сами по себе приразломные, шовные деформации (основные в этой системе взглядов) не позволяют воссоздать нарисованную выше сложную картину распределения морфологических типов складчатости на территории изученных районов.

Теоретические и экспериментальные исследования последних лет показали, что сложная складчатость может образовываться в результате адвективных (ограниченных конвективных) движений, обусловленных инверсией плотностей в модельных материалах и породах земной коры [19, 22, 23, 54, 55, 78, 79, 118, 179]. При этом ведущая роль в складкообразовании отводится не внешним по отношению к геосинклинальным толщам силам, а внутренней активности самих сминающихся в складки

пород. Механизм термофлюидной адвекции – нагнетания гравитационно неустойчивых толщ, согласно многочисленным экспериментам, может создать любые латеральные и вертикальные неоднородности, что хорошо согласуется с описанным в настоящей работе явлением широкомасштабной дисгармонии. В рамках этой гипотезы складкообразование рассматривается не изолированно, а во взаимосвязи с другими геологическими проявлениями геосинклинального эндогенного режима.

В разработанном В.В. Белоусовым учении об эндогенных режимах геосинклинальный режим рассматривается как один из основных. В его развитии четко выделяются два этапа. Первый этап доинверсионный с преобладанием интенсивного прогибания и осадконакопления. Анализ магматических проявлений этого этапа позволил выявить соответствующее ему термальное состояние верхних геосфер: сочетание "горячей" мантии и сравнительно "холодной" коры. Второй этап – инверсионный – характеризовался перестройкой хода вертикальных движений в разных зонах геосинклинали: возникновение центральных поднятий и краевых прогибов. Это – этап, когда тепловой импульс распространялся из мантии в кору, что вызвало региональный метаморфизм, гранитизацию, зарождение ранней складчатости в поднятиях, сложенных толщами, накопившимися на предыдущем этапе [22].

По мнению М.А. Гончарова [54], на инверсионной стадии геосинклинального развития подъем геоизотерм и усиление флюидного потока из мантии возбуждают региональный метаморфизм сильно обводненных доинверсионных толщ, несколько опережающий остальные эндогенные процессы. Метаморфическая дегидратация в сочетании с притоком ювенильных флюидов из более глубоких горизонтов коры и мантии в условиях низкой гидравлической проницаемости метаморфизованных толщ вызывает избыточное обводнение, в результате чего возникает сверхвысокое флюидное давление, объем горных пород увеличивается пропорционально степени их метаморфизма, и нижележащие толщи становятся легче, чем вышележащие. Такая инверсия плотностей создает в земной коре гравитационную неустойчивость.

Ответная реакция материала земной коры, направленная на восстановление нарушенного гравитационного равновесия, представляет собой "всплытие" более легких толщ и соответственно погружение более тяжелых. Эти тектонические движения получили название "адвективных" [22, 54, 55].

Естественно, что адвективные поднятия в сочетании с компенсирующими их прогибаниями определяют перестройку доинверсионного плана вертикальных движений в геосинклинали. Всплытие облегченного вещества с глубины и внедрение его в более тяжелые верхние слои, сопровождающееся распирающим действием, а следовательно, и сжатием в горизонтальном направлении, вызывает формирование сложной неоднородной дисгармоничной складчатости в адвектирующей толще пород. Возможность создания сложной складчатости "голоморфного" типа исключительно за счет ликвидации состояния инверсии плотностей не раз была продемонстрирована на экспериментальных моделях А.В. Вихер-

том [38], М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым [54, 55], Н.Б. Лебедевой [21, 24], Х. Рамбергом [118], А.М. Сычевой-Михайловой [21, 24]. Адвектический механизм складкообразования предполагает создание складчатости двух кинематических типов: складчатости нагнетания и глубинного течения в толщах адвектирующих пород, образующих как бы нижний структурный этаж, и складчатости горизонтального смятия в перекрывающих и пассивно деформируемых породах, слагающих верхний структурный этаж. Породы нижнего этажа деформируются, таким образом, на фоне восходящих движений – всплыивания и внедрения в вышележащие толщи, а в верхнем этаже материал погружается и сдавливается между ядрами нагнетания всплывающих пород. Поэтому в реальной складчатой структуре, если она сформирована в результате действия такого механизма, по-видимому, крупные антиклинали (I и II порядков) представляют собой хотя бы частично выходы пород нижнего этажа, а крупные синклинали – верхнего этажа. Очевидно, что морфология складчатости в породах верхнего и нижнего структурных этажей при определенных условиях может сильно различаться уже в силу того, что складчатость в них принадлежит к разным кинематическим типам [172, 173, 175, 180].

При зарождении идеи глубинного диапираизма, развившейся впоследствии в концепцию термофлюидной адвекции, первостепенное значение придавалось процессу дегидратации монтмориллонитовых глин [79, 80, 175], порождающему главную движущую силу всего механизма структурообразования. Несмотря на активную дискуссию, вопрос по-прежнему остается не выясненным до конца. Не так просто установить, каковы доли и объемы монтмориллонита в доинверсионных толщах нижнеюрских осадков, могут ли они дать необходимый дефицит плотности для включения адвектического процесса и т.п. Но теперь стало достаточно ясно, что не следует относиться к высказанным тогда предположениям как к единственной и универсальной причине, порождающей инверсию плотности и, как следствие, процесс адвекции.

В этом вопросе важны аспекты, рассматриваемые в работах А.В. Вихерта и М.А. Гончарова [38, 55]. Первый автор обращает внимание на широко распространенное в природе явление седиментационной инверсии плотностей в разрезах пород, когда более тяжелые толщи (например, вулканогенные, карбонатные и песчано-алевролитовые) накапливаются поверх более легких (глинистых). Второй исследователь связывает повышенные обводненность, пластовые давления и увеличение объема пород, вызывающие инверсию плотностей, с быстрым захоронением первично обводненных осадков, метаморфогенными реакциями дегидратации и декарбонатизации в обстановке общего прогревания коры, а также с малой проницаемостью толщ осадочных пород для флюидов в направлении к поверхности. Анализ истории вертикальных движений изученных складчатых систем показал, что на доинверсионной стадии развития породы действительно накапливаются в условиях быстрого, недифференцированного погружения геосинклинальных прогибов. Из работ М.А. Гончарова видно, что метаморфические изменения этих пород предваряют возникновение складчатых деформаций и сопутствующих им

явлений гранитизации [55]. Е.А. Рогожин, В.М. Ненахов и Л.И. Кузнецов доказали, к примеру, что внедрение гранитоидов Туркестано-Алая [131] действительно, по-видимому, сопровождает складкообразование. Гранитоидные интрузивы часто принимают участие в строении складчатых дислокаций крупного размера, играя роль мягкого штампа, магматического "диапира" или просто интенсивного локального прогревания осадочных пород.

Наиболее важными являются расчеты М.А. Гончарова, показывающие, что разуплотнение вещества, достаточное для начала процесса адвекции, а также метаморфические преобразования осадков полностью обеспечены энергетически за счет теплового импульса, а следовательно, существование разуплотнения в толщах пород природных геосинклинальных прогибов вполне реально [55]. Энергетический баланс геосинклинальной толщи на инверсионной стадии с этой точки зрения представляется в следующем виде. В толщу пород поступает тепловой импульс, прогревает ее. Около половины этого тепла обеспечивает прогрессивные эндотермические метаморфические преобразования вещества: дегидратацию и декарбонатизацию. Рост геотермического градиента сопровождается ростом кондуктивного переноса тепла к поверхности. При достижении величины геотермического градиента, соответствующего 1-му критическому значению числа Рэлея, включается процесс адвекции, переноса тепла в конвективной форме. При адвекции энергетические затраты на разуплотнение вещества, создание инверсии плотности и складкообразование ничтожны по сравнению с общей энергией теплового импульса. Разуплотнение и инверсия плотностей вызывают процесс адвекции, а складкообразование, создание складчато-разрывной структуры этот процесс прекращает [55].

Для того, чтобы выяснить возможность реального возникновения складчатой структуры в процессе адвекции, М.А. Гончаровым была предпринята работа по математическому моделированию. Была создана простейшая математическая модель адвекции в графическом виде для шести последовательных этапов процесса деформации. Модель была основана на следующих предположениях: 1) адвектирующей слой горизонтален; 2) однороден; 3) свойства слоя эквиваленты ньютоновской вязкой жидкости; 4) слой характеризуется теплопроводностью; 5) границы слоя свободные, плоские, равноплотностные; 6) геотермический градиент несколько превышает первое критическое значение числа Рэлея, что обеспечивает возникновение линейных конвективных "валов" (а не гексагональных ячеек или куполов). Деформации в модели регистрировались поискажению первоначально ортогональной квадратной сетки в вертикальном сечении вкрест простириания валов. Очевидно, что горизонтальное сокращение квадратов должно вызывать в слоистой толще складчатость общего смятия. Изучение характера деформаций на средних этапах развития модели позволяет заключить, что при отсутствии внешнего сжатия одними лишь адвективными движениями может быть создана сложная складчатая структура. На определенном, среднем уровне модели все пространство моделируемой складчатой зоны будет

заполнено складками продольного к слоям сжатия, а участки компенсирующего это сжатие растяжения расположены в верхних частях поднятий и нижних частях впадин. В областях поднятий следы такого растяжения обычно уничтожены денудацией или, более того, сама денудация представляет собой одну из форм "растяжения" и "растекания" материала. В областях же впадин следы такого растяжения располагаются на недоступной для наблюдения глубине.

Вторым важным выводом, следующим из изучения простейшей математической модели адвекции, является оторванность друг от друга в пространстве участков горизонтальных движений и горизонтальных деформаций. Горизонтальное сжатие и горизонтальные движения в модели приурочены к разным участкам адвективной ячейки. Этот несколько неожиданный с точки зрения привычных представлений вывод хорошо увязывается с описанным выше фактом отсутствия прямой связи между процессами шарьяже- и складкообразования в природных складчатых системах.

М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым проведен также ряд экспериментов по физическому моделированию складкообразования при адвекции с использованием эквивалентных материалов (в основном канифоли и ее сплавов с парафином или машинным маслом). Складчатая структура образовалась в слоистой толще модельного материала при подогреве снизу в результате адвективного всплытия более прогретого, легкого и пластичного вещества нижних слоев и внедрения его в более холодные, плотные и вязкие верхние слои. В результате разности температур на подошве и кровле тонкослоистых образцов возникала инверсия плотности, достаточная для образования сложной линейной складчатости (рис. 42 вкл.).

Вопрос о сопоставлении и выяснении сходства и различия экспериментальных моделей и природных объектов — один из важных и в то же время сложных в тектонике и тектонофизике. Простое качественное сравнение структурно-геологических профилей и разрезов многочисленных экспериментальных моделей, имитирующих складчатые зоны, не дает объективного представления о степени их сходства и различия. Тем не менее, заключения типа "похоже" или "не похоже" важны для предварительного отбора моделей, которые могут быть использованы для последующего более тонкого сравнения. Например, Е.И. Паталахой и др. [115] проведены многочисленные эксперименты по моделированию сложной складчатости, возникающей в результате оползания слоистого материала со склонов депрессии к ее центру. Полученная складчатость сложна и неравномерна по морфологии. Наиболее напряженный рисунок отмечается в осевых частях депрессии, в то время как к краям депрессии интенсивность складчатости уменьшается. Казалось бы, имеются элементы сходства с распределением складчатости, установленным на Кавказе нашими работами. Но есть и одно существенное отличие. Форма складчатой системы (или зоны) в разрезе типично синклиниорная, что резко не соответствует рассмотренным природным объектам.

То же самое касается моделей Т.В. Гиоргобиани, который задался

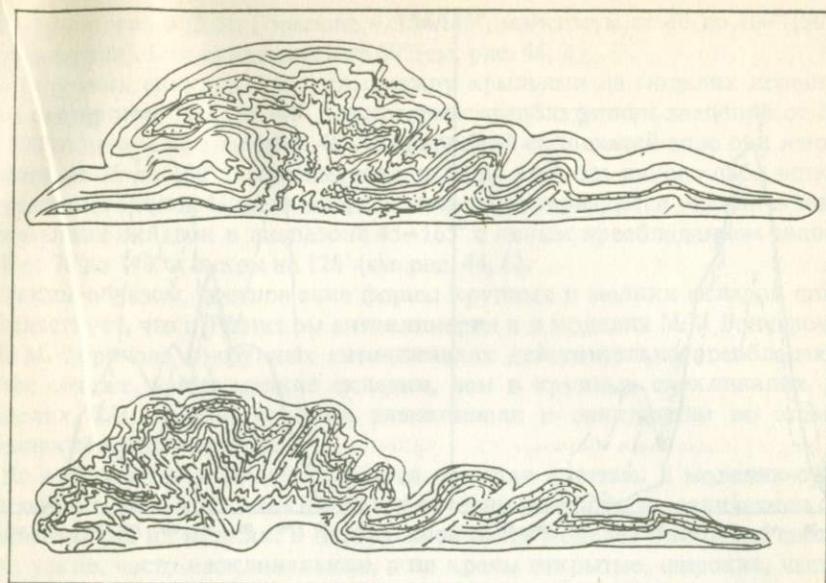


Рис. 43. Модели типа Большого Кавказа; крупные линейные структурные формы и осложняющая их мелкая складчатость возникли в результате сокращения длины модели в 1,6–1,8 раза (по [91])

целью получить сложную складчатость "кавказского типа" путем совместного латерального сжатия "чехла" и "фундамента". Однако от природной складчатости на Кавказе эти модели также отличаются своим синклиниорным строением [52].

Очевидно, что модели такого типа заведомо не годятся для сравнения с природными объектами.

Из всех описанных в литературе типов моделей, имитирующих складчатые системы, наибольшим визуальным сходством с изученными складчатыми системами обладают два. Один разработан М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым [54, 55] и охарактеризован выше, а второй получен В.Н. Ларином [91] путем значительного (примерно 2–3-кратного) горизонтального сокращения размеров жесткого основания, подстилающего толщи, сложенные тонкими слоями разноцветного пластилина в условиях прогрева. В результате частичного отрыва пластилинового "чехла" и сгруживания слоистой толщи в обстановке дефицита пространства возникла сложная складчатая структура, по определению В.Н. Ларина, кавказского типа (рис. 43).

Таким образом, в основу моделирования экспериментаторы заложили разный механизм складкообразования. Модели первого типа для осуществления процесса формирования складчатости используют внутреннюю активность сминающихся слоев пород, обусловленную тепловым импульсом и действием силы тяжести. Модели второго типа опираются на внешние горизонтальные силы, порождающие субдукцию литосферных плит.

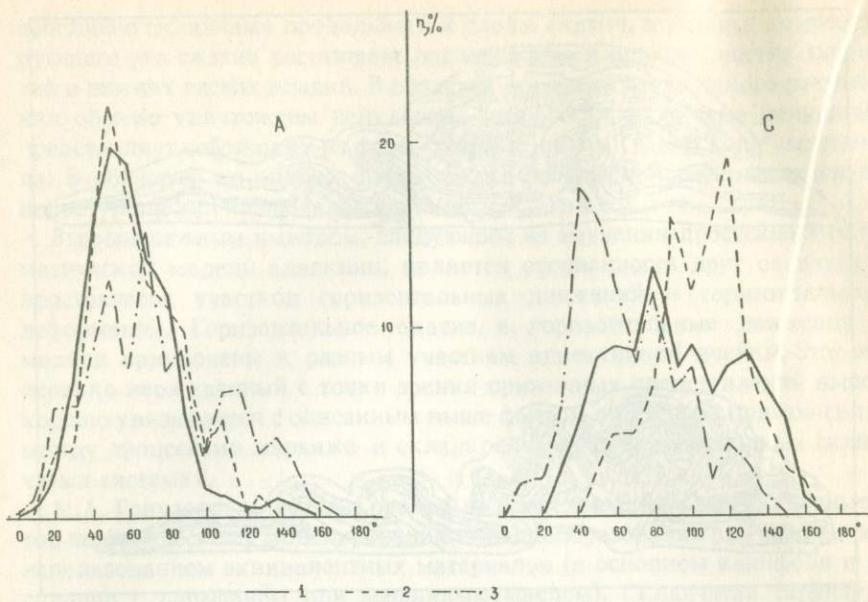


Рис. 44. Гистограммы сопоставления значений углов в замках мелких складок, осложняющих крупные антиклинали (А) и синклинали (С)

1 — на структурно-геологических разрезах Тфанского антиклиниория; 2 — на моделях адвективного типа (см. рис. 42); 3 — на моделях субдуктивного типа (см. рис. 43)

Изучение соотношения формы мелких и крупных складчатых деформаций Кавказа позволило выявить две главные закономерности. Во-первых, мелкие складки в пределах крупных антиклиналей в периферийских и близких к периклинальным частям антиклиниориев по большей части обладают более узкой, сжатой формой, чем в крупных синклиналях. Во-вторых, форма крупных складок (I и II порядков) в сечении почти всегда более простая и открытая, чем форма осложняющих их мелких складок (III и IV порядков).

Для выяснения степени сходства по первому признаку складчатости, наблюдаемой в сечениях указанных моделей и на структурно-геологических разрезах, составленных по пересечениям Тфанского антиклиниория, были проведены массовые замеры углов в замках мелких складок отдельно для крупных антиклиналей и синклиналей. Статистическая обработка результатов замеров показала, что крупные антиклинали в четырех исследованных моделях В.Н. Ларина характеризуются диапазоном углов в замках мелких складок от 5 до 160°, с некоторым преобладанием значений от 15 до 140° и пиком значений углов 70° (рис. 44). Анализ данных восьми структурно-геологических разрезов для крупных природных антиклиналей позволяет установить, что углы в замках мелких складок изменяются в основном от 5 до 160° с явным максимумом от 40 до 90° (90% всех замеров) и пиком на 50°. Примерно в тех же границах устанавливаются значения этой величины и для трех моделей

М.А. Гончарова и Ю.М. Горелова – 15–140°, максимум от 40 до 100° (90% всех замеров). Пик приходится на 50° (см. рис. 44, А).

В крупных синклиналях углы между крыльями на моделях первого типа составляют от 5 до 140° с некоторым преобладанием значений от 30 до 100° и пиком на значении 40°. В природной складчатой зоне они изменяются от 25 до 160° с максимумом от 50 до 140° без какого-либо четко выраженного пика. Модели второго типа характеризуются углами в замках мелких складок в диапазоне 45–165° с явным преобладанием значений от 70 до 140° и пиком на 120° (см. рис. 44, С).

Таким образом, соотношение формы крупных и мелких складок свидетельствует, что в Тифанском антиклиниории и в моделях М.А. Гончарова и Ю.М. Горелова в крупных антиклиналях действительно преобладают более сжатые, узкие мелкие складки, чем в крупных синклиналях. В моделях В.Н. Ларина крупные антиклинали и синклинали по этому признаку не различаются.

По второму признаку наблюдается похожая картина. В моделях субдуктивного типа крупные складки в сечении по форме не отличаются от осложняющих их мелких. В центральной части моделей они очень сложные, узкие, часто изоклинальные, а по краям открытые, широкие, часто коробчатые, но также похожи на осложняющие их мелкие деформации (см. рис. 43).

Углы в замках крупных складок для моделей адвективного типа составляют в основном 80–150°, т.е. они в значительной мере более открытые, менее сжатые, чем осложняющие их мелкие складки (углы в замках от 40 до 140°).

Анализ соотношения формы мелких и крупных складок в моделях и на разрезах Тифанского антиклиниория показал значительное сходство этой складчатой зоны с моделями адвективного типа и существенное отличие от моделей субдуктивного типа.

Интересное исследование кинематических характеристик складчатости некоторых районов Большого Кавказа провел Ф.Л. Яковлев [180, 181]. Имеющиеся структурно-геологические разрезы проанализированы этим автором с применением разработанной им методики, позволяющей в количественном виде представить кинематику складчатых зон. Морфология реальных складок сопоставлялась с формой тех складок, которые должны возникнуть в слоистой толще на разных стадиях развития простейшей математической модели М.А. Гончарова. Эта модель позволяет количественно предсказать возможную степень сжатости складок, положение их осевых поверхностей и зеркала в пространстве. Выполнив расчеты по сопоставлению складчатости ряда районов Большого Кавказа с моделью, Ф.Л. Яковлев пришел к выводу, что степень сжатия мелких складок систематически превышала те значения, которые были бы характерны для адекции в чистом виде. В то же время геометрические особенности изученных структур (дивергентный характер антиклиниориев, сочетание слабо сжатых крупных синклиналей на их крыльях и интенсивно деформированных складок в крупных антиклиналях ядер) свидетельствовали в пользу участия процесса адекции в их формировании.

Ф.Л. Яковлев сделал предположение, что складкообразование является продуктом не одного, а сочетания по меньшей мере двух процессов – адвективного, внутреннего и неадвективного, внешнего. По мнению Ф.Л. Яковлева, этим вторым процессом, искажающим адвективную структуру, является внешнее сокращение складчатой зоны. Для того, чтобы оценить вклад каждого из процессов в общий механизм складкообразования, им разработана специальная методика, включающая проведение следующих операций. Исследуемый разрез разбивается на ряд однородных по морфологии складчатости и соразмерных участков, на каждом из которых измеряются параметры складок: наклон осевых поверхностей, наклон зеркала, размер сжатия, а также длина участка и наклон линии разреза. При помощи геометрических операций поворота, сдвига и растяжения восстанавливаются доскладчатое положение и размеры каждого участка и разреза в целом, после чего вычисляются величины внешнего сокращения разреза и среднего по разрезу сокращения складок. Ф.Л. Яковлев рассчитал на ЭВМ номограммы, позволяющие оценить по этим двум параметрам величину амплитуды адвекции.

Исследование описанных выше экспериментальных моделей, полученных В.Н. Ларинным и М.А. Гончаровым, показало, что методика позволяет обнаруживать адвективный процесс и процесс внешнего сокращения, использованные этими авторами для осуществления складкообразования. Для первого эксперимента получена незначительная амплитуда адвекции и большое сокращение (около 3 раз), для второго – большая адвекция и никакого сжатия [180, 181].

Далее Ф.Л. Яковлев проанализировал материалы структурных разрезов в трех зонах Большого Кавказа: Чиаурском флишевом синклиниории (три разреза), Тфанском антиклиниории (семь разрезов) (см. рис. 28) и Шахдагской зоне (два разреза) (см. рис. 29). Амплитуда адвекции в первых двух зонах составила в среднем четвертую часть от максимально возможных значений, вытекающих из математической модели М.А. Гончарова, а в Шахдагской зоне ниже – примерно шестую часть. Сокращение разрезов в среднем везде было примерно двухкратным. По простиранию структурных зон наблюдается явное нарастание адвекции от периферии к их центральным частям при неизменном в целом сокращении. Вкрест простирания отмечается заметное усиление адвекции с севера на юг в Шахдагской зоне и более сильное сжатие в северной половине флишевого синклиниория (в 2,5 раза против 1,7 раза на южном крыле синклиниория).

Важной представляется проведенная Ф.Л. Яковлевым оценка вклада внешнего сокращения и адвекции в то свойство складчатости, которое именуется нами морфологической сложностью. Выяснилось, что увеличение этого параметра, характеризующего, если можно так сказать, "лицо" складчатости, ее интенсивность на Юго-Восточном Кавказе прямо пропорционально связана с величиной амплитуды адвекции. В то же время изменение внешнего сокращения никакого влияния на морфологическую сложность складчатости не оказывает. При одном и том же внешнем сокращении может образовываться и более простая, не слишком напряженная складчатость с развитием крупных спокойных форм и

более интенсивная складчатость, представленная большим количеством крупных и мелких напряженных складок. Сложность складчатости, таким образом, определяется кинематическим процессом адвекции.

Вторым важным выводом из исследований Ф.Л. Яковлева является заключение о том, что адвекция — не следствие внешнего сокращения, а представляет собой самостоятельный процесс [180].

И наконец, в третьем существенном заключении утверждается невыдержанность на площади складчатой системы величины внешнего сокращения. От зоны к зоне и в пределах разных частей одной и той же зоны его значения изменяются.

Природа горизонтального сокращения при складкообразовании, его конкретный геологический смысл остаются не выясненными. Это — либо результат внешних сжимающих напряжений, связанных с дифференцированным механическим сокращением фундамента [144, 147], либо следствие адвективных движений более общего порядка, выходящих за пределы одной тектонической зоны или даже системы [55]. Проявление таких крупных адвективных движений может выражаться в существовании парных соседствующих тектонических зон или целых систем, в пределах которых в одно и то же время развиваются разные геодинамические обстановки.

Пока же можно сказать, что выявленный М.Л. Соминым и Ю.П. Видяпинным на Кавказе факт совместной деформации пород геосинклинального чехла и фундамента без существенной мобилизации последнего может быть объяснен с этой точки зрения частичным чисто механическим приразломным разрушением прочных пород фундамента в обстановке сжатия и последующим втягиванием их блоков в адвектирующий слой пород чехла. При более высокой степени прогрева фундамента и чехла возможно возникновение совместных складчатых деформаций на границе их раздела, как это было показано на адвективных и центрифужных моделях [55, 118]. В этих экспериментах в первом случае на границе более плотного "фундамента" и менее плотного "чехла" в результате адвекции (в материале "чехла") возникали небольшие складки, располагающиеся под крупными антиклиналями, развитыми в "чехле" (рис. 45), во втором случае более тяжелый материал нижнего слоя втягивался в ядро диапира, состоящего из более легкого материала вышележащего слоя в результате всасывающего эффекта адвектирующей толщи [118].

Внешнее сжатие, проявляющееся в той или иной форме, может, таким образом, облегчить процесс адвекции.

В заключение обсудим еще один фактор, который, помимо самого механизма адвекции, может играть существенную роль при складкообразовании. А.В. Вихерт [38], исследовавший морфологические особенности конвективной (адвективной) складчатости, пришел к выводу, что явление инверсии плотностей в отложениях осадочной оболочки земной коры распространено очень широко. Однако адвективное нагнетание и складкообразование при этом происходит далеко не всегда и не везде. Для осуществления этих процессов необходимыми являются большой объем (мощность) адвектирующей толщи и наличие первичных неоднороднос-

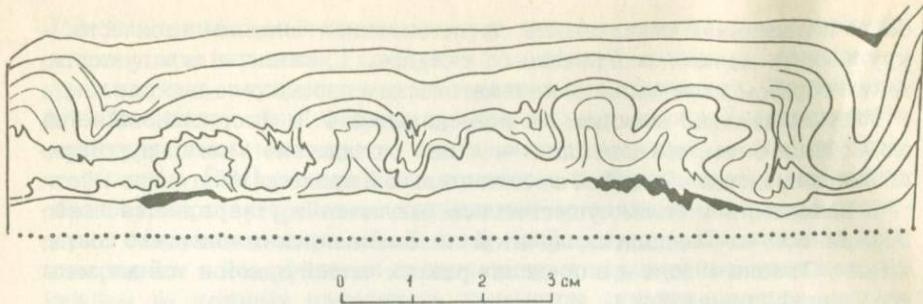


Рис. 45. Фрагмент адвективной модели (по [55])

Под крупными антиклиналями "чехла" на границе с более плотным "фундаментом" (нижняя линия) формируются сложные мелкие складки, совместные для вещества "чехла" и "фундамента"

тей в ней, в подстилающих и перекрывающих толщах (перепад мощностей, разрывные смещения, изменения состава и структуры перекрывающих толщ и т.д.). К подобным неоднородностям относятся тектонические покровы, сложенные более тяжелыми, например эвгесинклинальными образованиями, перекрывающими чисто осадочные толщи. При этом резкое изменение нагрузки в районе фронтальных частей покровов или их дигитаций, оказываемое на нижележащие толщи, может спровоцировать или даже вызвать адвективное нагнетание нижележащих пород вверх. Это явление продемонстрировал на экспериментальных моделях Х. Рамберг [118]. По-видимому, существование подобных условий оказало влияние на процесс формирования послепокровной складчатости в Вандамском антиклиниории. Нам удалось наблюдать, что вулканогенно-осадочные породы, подстилающие, например, Баскальский тектонический покров, характеризуются развитием крупных пологих, округлых и открытых складчатых форм. Непосредственно в ядре антиклиниория, прорывающем среднюю часть покрова наподобие тектонического окна, в этих же толщах развита интенсивнейшая и сложная складчатость, образованная крупными и мелкими узко сжатыми формами.

Другим типом неоднородностей, провоцирующих, облегчающих или даже вызывающих процесс адвективного складкообразования, как было показано выше, являются разрывные смещения как в толщах адвектирующих пород, так и в подстилающих их образованиях. Изучение гребневидной складчатости на периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа выявило связь наиболее интенсивных пликативных дислокаций с крупными зонами разрывов кавказского простирания. Вдоль этих разрывов концентрируются цепочки брахиантклиналей, осложненных довольно мелкими складками. Проблема связи складок и разрывов широко обсуждается Е.И. Паталахой с сотрудниками [114, 115], а также зарубежными геологами [184, 186–189, 200]. Возникновение напряженных складок в юрских породах вблизи крупных взбросо-надвигов описано Е.А. Долгиновым [64] в районе молодых депрессий, нарушающих зону кристаллического ядра Большого Кавказа. В.Н. Шолло [173, 175] изучал приразломные складки в зоне Чиаурского флишевого синклиниория. Мно-

гочисленные примеры складчатости этого типа приводятся в предыдущих главах.

Совершенно очевидно, что крупные разрывы фундамента взбросовой или надвиговой морфологии в процессе длительных смещений создают в вышележащих толщах долгоживущие локальные зоны сжатия. В случае наличия в разрезе чехла гравитационно неустойчивых пород такие зоны сжатия неизбежно вызывают включение механизма адвекции и нагнетание активных пластичных осадочных пород. Кроме того, крупные глубинные разломы имеют подкоровое заложение. Например, в Тянь-Шане, Копетдаге, да и в отдельных районах Большого Кавказа сейсмологическими методами установлено их несомненное проникновение в верхнюю мантию [83, 84]. Многие глубинные разломы этих регионов на глубине соответствуют линейным зонам повышенного поглощения поперечных сейсмических волн, по-видимому, являющимися узкими вертикальными каналами, заполненными веществом в полураспространенном состоянии. Такие каналы служат проводниками глубинных тепла и флюидов, что в силу изложенных выше положений концепции может быть причиной современного адвективного складкообразования в приразломной зоне в коре. И действительно, во многих зонах глубинных разломов этих складчатых систем отмечается явления альпийского и новейшего складкообразования.

Кулисообразное положение участков повышения интенсивности деформаций внутри зоны полной складчатости позволяет предположить, что процесс адвекции может быть взаимосвязан также со сдвиговыми смещениями в древнем фундаменте по системам глубинных разломов. Изучение современных движений по зонам многих глубинных разломов позволяет установить, что в большинстве случаев подвижки по ним носят комплексный характер: имеют как вертикальную (взбросовую или сбросовую), так и горизонтальную (сдвиговую) составляющие в разных пропорциях. Таковы были смещения по Челекен-Кумдагскому разлому при Кумдагском и Бурунском землетрясениях [129], по Бухаро-Гиссарскому разлому при Газлийских землетрясениях [130], по Алavarскому разлому при Spitакском землетрясении, и, наконец, по Амударьинскому разлому при натурном эксперименте, проведенном в 1983 г. по изучению реакции разлома на импульсное воздействие крупного промышленного взрыва [58].

Эти наблюдения, а также полевые и экспериментальные данные [185, 193, 197, 198, 200] показали, что над разломами со сдвиговыми смещениями в осадочной толще возникают эшелонированные системы складок продольного изгиба. При длительных смещениях возникают складки нескольких порядков по величине. Оси более крупных и более мелких складок ориентированы в этом случае в несколько различных направлениях. Вполне возможно, что возникновение даже зародышей таких складок приводит к дополнительному увеличению контраста плотностных неоднородностей в осадочной толще и усиливает гравитационную неустойчивость пород, слагающих нижние части разреза, тем самым способствуя возникновению процесса адвекции. Данные по изменению интен-

сивности деформаций на периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа, где зона наиболее высоких значений интенсивности складчатости распадается на отдельные кулисообразно подставляющие друг друга полосы, часто приуроченные к разрывам, согласуются с таким представлением. С другой стороны, складчатость, возникающая над глубинным разломом со сдвиговой или взбросовой компонентой, будет вносить в общую структуру дополнительную деформацию сжатия, не связанную с адвекцией. Разумеется, эти представления нуждаются в экспериментальной и теоретической проверке, однако характер неоднородности деформаций в зонах полной складчатости дает для них достаточно серьезные основания.

Таким образом, работами В.В. Белоусова, А.В. Вихерта, М.А. Гончарова, И.В. Кирилловой, Х. Рамберга, Е.А. Рогожина, А.А. Сорского, В.Н. Шолпо и других теоретически обоснован, экспериментально доказан и применен к природным складчатым системам адвективный механизм происхождения складчатости. Этот механизм в целом хорошо объясняет полученные закономерности распространения морфологических неоднородностей складчатости в пределах рассматриваемой области Большого Кавказа. Термофлюидная адвекция, охватывающая геосинклинальный чехол и верхние части фундамента, является главным механизмом при образовании геосинклинальной складчатости, но все же не единственным, поскольку в этом процессе, помимо него, происходит адвекция более крупного масштаба в верхней коре, приводящая, с одной стороны, к формированию крупных шарьяжей (Дагестанский клин), а с другой, к "внешнему" сокращению складчатой области. Подробнее об этом см. ниже.

С позиций концепции термофлюидной адвекции можно удовлетворительно объяснить также историю развития рассмотренных геосинклинальных систем.

ОБЩАЯ АДВЕКЦИЯ В ВЕРХНЕЙ КОРЕННОЙ СЛОЙ В МАСШТАБЕ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И СМЕЖНЫХ ПРОГИБОВ

Если на основании выявленных структурных закономерностей связывать формирование складчатой структуры Большого Кавказа с адвективными движениями и деформациями вещества, то к этому процессу можно подойти двояко: 1) исходя из гипотетической посылки о наличии или возникновении инверсии плотности в земной коре или в тектоносфере в целом [55]; 2) исходя из совершенно бесспорного фундаментального закона непрерывности сплошной среды [56] безотносительно к наличию или отсутствию инверсии плотности деформируемых толщ. Первый путь достаточно подробно описан выше, указаны и некоторые трудности, которые возникают при использовании идеи об адвективных движениях в результате инверсии плотности, для понимания природы складкообразования во многих складчатых системах и в некоторых зонах Большого Кавказа в частности. Поэтому второй путь, являясь более естественным,

представляется в настоящее время предпочтительным. По крайней мере следует рассмотреть возможность применения этих, сформулированных сравнительно недавно в виде единой непротиворечивой концепции идей [56] для реконструкции процесса структурообразования на Большом Кавказе [57].

Подходящим объектом для подобного анализа является Восточный Кавказ (включая Известняковый Дагестан), который, с одной стороны, очень хорошо и полно изучен со всех точек зрения (стратиграфия, структура, новейшие движения), а с другой, является законченным, четко очерченным сегментом мегантиклинория, включает все тектонические зоны, полностью или частично представленные и в других сегментах, и поэтому выводы об условиях складкообразования, полученные здесь, могут быть распространены, с определенными оговорками, на всю складчатую систему в целом или даже на территории других складчатых систем "кавказского типа".

Восточнокавказская структурная ячейка (в дальнейшем будем называть ее Дагестанской, поскольку большая часть ее территории относится к Сланцевому, Известняковому и Предгорному Дагестану) может быть рассмотрена с точки зрения компенсационной организации тектонического течения. Здесь выделяются три характерных участка адвективной ячейки: 1) восходящего тектонического потока (ядро мегантиклинория Большого Кавказа); 2) компенсирующего его верхнего горизонтального потока, направленного к северо-востоку и включающего в себя покровные структуры Известнякового и Предгорного Дагестана (северо-восточное крыло мегантиклинория); 3) компенсирующего нисходящего потока (Терско-Каспийский прогиб). Было также высказано предположение о существовании четвертой, глубинной области компенсирующего горизонтального потока противоположного, юго-западного, направления, как бы "замыкающего" эту цепь [57]. Подробнее об этой области будет сказано ниже. Здесь же отметим, что зона Дагестанского клина представляет собой хороший пример того, что один из авторов предлагает называть "компенсационной организацией тектонического течения" [56], вытекающей из фундаментального закона непрерывности сплошной среды.

"Компенсационная концепция дает возможность выявить закономерность пространственного сочетания различных структурных парагенезов введением понятия о структурной ячейке (в рассматриваемом случае такой ячейкой является часть складчатой системы, ограниченная с юго-запада осью мегантиклинория, а с северо-востока – осью передового прогиба; в трех обозначенных ее областях развиты различные, но закономерно связанные друг с другом структурные парагенезы). Структурная ячейка обусловлена компенсационной организацией тектонического течения, а последняя определяется тем обстоятельством, что тектонические движения и деформации определенного ранга всегда имеют некоторую глубину заложения и поэтому охватывают лишь некую геосферу, а не все геологическое пространство, а также сохраняют практически неизменным объем вещества этой геосферы. В результате течение имеет конвективный характер и организуется в виде отдельных

ячеек, которые в силу ограниченности конвекции могут быть квалифицированы как адвективные. Структурным результатом адвективных движений и деформаций как раз и является структурная ячейка (в нашем случае ее можно называть Дагестанской).

Если рассмотреть восточную часть мегантиклиниория целиком (не включая юго-восточную периклиналь), то в силу приблизительно симметричного его строения здесь можно выделить вторую структурную ячейку, к юго-западу от первой, включающую те же три (а по некоторым соображениям – четыре) взаимосвязанные области: 1) восходящего тектонического потока в зоне Главного хребта ядра мегантиклиниория; 2) компенсирующего его верхнего горизонтального потока, направленного к юго-западу и включающего в себя опрокинутые к юго-западу складчато-чешуйчатые и шарьяжные структуры южного склона; 3) компенсирующего нисходящего тектонического потока (Куринская и Алазано-Агрчайская депрессии Закавказья). Многие авторы предполагают и даже подтверждают фактами явление поддвигания фундамента Закавказского срединного массива под тектонические зоны южного склона на альпийском и новейшем этапах развития [6, 45]. С точки зрения "компенсационной" концепции, это – движения в пределах четвертой, глубинной области – горизонтальный тектонический поток противоположного – северо-восточного направления, замыкающего адвективную "карусель".

В рамках мобилистского подхода к проблеме складкообразования на Большом Кавказе всегда заострялось внимание на моновергентном, асимметричном строении мегантиклиниория с преобладающим опрокидыванием всей складчато-разрывной структуры на юго-запад [66, 67]. Хотя по нашим приведенным выше данным такая трактовка структуры неверна: в разных зонах Большого Кавказа, включая и зоны Главного хребта и Южного склона, имеются значительные участки складчатости с северо-восточной вергентностью, все же некоторая южная асимметрия складчатой структуры в целом существует (см. рис. 5). Для объяснения этой закономерности можно выдвинуть две версии.

Одна версия – это сочетание общей субдукционной модели (субдукция Закавказской плиты под Большой Кавказ) в региональном масштабе и более частной компенсационной модели в локальном масштабе Восточного Кавказа. Эта версия (без детальной разработки компенсационной модели) как будто содержится в работах С.И. Дотдуева [66, 67]. Однако, начиная с маастрихтского века позднего мела, такая субдукция маловероятна, поскольку к этому времени Малокавказский океан, реконструируемый сторонниками плейтектонической истории Кавказского сектора Тетис, уже "закрылся" [87].

Более вероятной представляется модель постсубдукционной двухярусной коллизии [160], в которой предполагается, что мантийная часть литосферы Закавказской плиты продолжает двигаться и субдуцировать, вызывая в коре нагнетание материала в осевую зону образующегося орогена Большого Кавказа. Этот процесс сродни тому, который В.Н. Ларин [91] воспроизвел в эксперименте (см. рис. 43). Следует отметить, что как в теоретической, так и в экспериментальной моделях, отчетливо на-

мечается компенсационная организация тектонического течения, которую можно квалифицировать как "вынужденную" адвекцию" – близогоризонтальное нагнетание материала в нижней части модели, компенсационное поднятие в осевой зоне интенсивной складчатости и компенсационный же поверхностный отток материала в противоположном направлении.

При описании структуры Известнякового Дагестана (см. выше) нами подчеркивалось, что главной ее особенностью является выпуклость к северо-востоку осей складок и сопутствующих разрывов, максимальная в средней части Дагестанского клина и постепенно затухающая в сторону как фронта, так и тыла клина. Этот факт свидетельствует о том, что максимальная амплитуда перемещения тектонического покрова Известнякового Дагестана была приурочена к его средней части. В тыловой, юго-западной, части гипотетического глубинного шарьяжа эта амплитуда, по-видимому, минимальна. Более того, в зоне антиклиниория Бокового хребта в ядре мегантиклиниория – т.е. в тылу покрова – отмечается обстановка горизонтального растяжения, сопровождающегося тектонической денудацией (наличием многочисленных локальных разрывов сбросового типа и центробежной вергентностью складчатости в стороны от оси поднятия). Амплитуда перемещения тектонического покрова минимальна и во фронтальной, северо-восточной, его части. Здесь господствует обстановка горизонтального сжатия, сопровождающаяся формированием структур сгруживания – отдельных чешуй, разделенных многочисленными взбросо-надвигами. Эти структуры сгруживания и наличие многочисленных складчатых дислокаций слоев в них очень характерны для лобовых частей многих крупных шарьяжей [136].

Таким образом, структурной аномалией северо-восточного крыла мегантиклиниория на участке Дагестанского клина является выпуклость к северо-востоку различных структурных линейных элементов, затухающая по мере удаления от оси клина в направлении простирания этих элементов как на северо-запад, так и на юго-восток. В то же время параллельно с приближением названных элементов (в том числе и осей позднебалтийских поднятий [107, 141, 148, 159]) к ядру мегантиклиниория происходит их затухание по простираннию: уменьшаются складки, редуцируются разрывы и неотектонические поднятия.

Факт затухания названных линейных элементов по мере их удаления в обе стороны от оси Дагестанского клина, где амплитуда покрова Известнякового Дагестана уменьшается и где в конце концов "затухает" и сам покров, свидетельствует об одновременности складко- и покровообразования.

Одновременность формирования покрова Известнякового Дагестана и осложняющей его складчатости ставит на повестку дня вопрос об их генетической связи. Но при этом необходимо вспомнить, что складчатость Известнякового Дагестана – коробчатая. Известняковый Дагестан – единственный район на Большом Кавказе, где в своем типичном проявлении развит названный тип складчатости, сочетаясь со столь же уникальным для Большого Кавказа крупным тектоническим покровом.

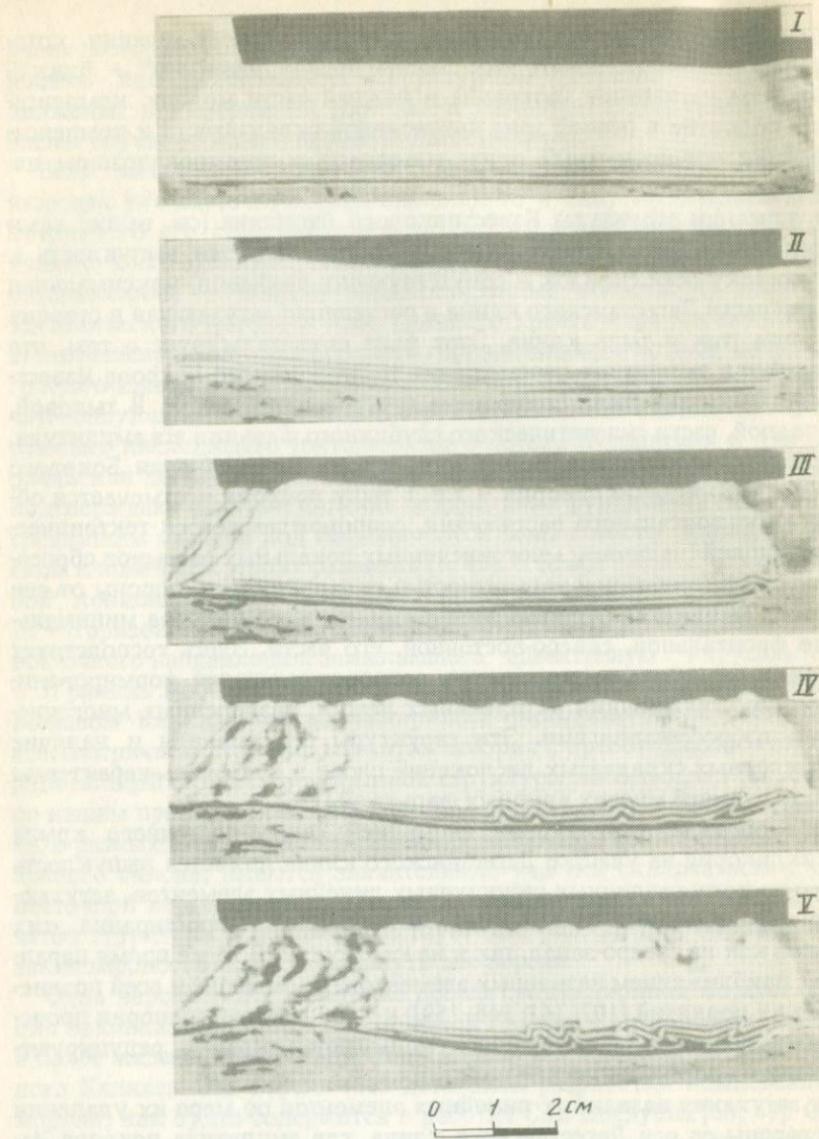


Рис. 46. Тонкослоистая модель, подвергнутая действию искусственного поля силы тяжести в центрифуге (по [61])

Слева — поднятие, созданное до эксперимента, с которого тонкослоистая "толща" сползала в правую сторону. В области поднятия слои не только растянуты, но и разорваны (имитация "корового спрединга" в своде мегантиклинория Большого Кавказа). Благодаря сочетанию мощностей и вязкостей отдельных "свит" (соответствующему таковыми в области Дагестанского клина) в процессе гравитационного сползания сформировались коробчатые складки, обладающие левосторонней вергентностью в левой части образца (аналогия — Известняковый Дагестан) и правосторонней вергентностью в правой части образца (аналогия — Предгорный Дагестан), вплоть до образования надвигов (имитирующих Дагестанский надвиговый пояс в Предгорном Дагестане)

Римскими цифрами обозначены последовательные этапы процесса

Случайно ли такое редчайшее совпадение двух "аномалий"? А если не случайно, то как могут существовать во времени типично "вертикалистская" структурная форма (коробчатая складчатость) с типично "горизонтистской" (покров)? Как известно, прогресс в науке часто обусловлен возникновением парадоксов и их разрешением. Сделаем и мы эту попытку. А точнее говоря, попытаемся развить те соображения, которые высказал по поводу генезиса коробчатой складчатости Известнякового Дагестана В.Г. Гутерман на основании своих экспериментов с тонкослоистыми центрифугируемыми моделями [61] (рис. 46).

По традиции коробчатые складки считаются отражением в осадочном чехле вертикальных движений блоков нижележащего фундамента. Этот механизм получил неоднократное экспериментальное подтверждение. Однако еще А.А. Сорский и В.Н. Шолпо [150] показали, что ядра коробчатых складок Известнякового Дагестана – это не жесткие штампы фундамента, а типичные ядра нагнетания, сложенные пластичными породами нижней и средней юры, облекаемыми "панцирем" верхнеюрско-меловых отложений. Другими словами, по кинематической классификации складчатости В.В. Белоусова [22], это не глыбовая складчатость, а складчатость нагнетания. В то же время коробчатым складкам Известнякового Дагестана свойственны определенное (юго-западное) направление вергентности, горизонтальное положение их зеркала, кулисообразность и бифуркация (разветвление) в плане [104, 150, 172]. Эти черты более свойственны складчатости общего смятия, по той же кинематической классификации.

Сочетание элементов нагнетания и общего смятия при формировании складчатости возможно в том случае, когда горизонтальное перемещение пластичного материала, образующего ядра нагнетания, происходит не локально (из-под синклинали в сторону смежных антиклиналей, рис. 47), а регионально в каком-то направлении. В этом случае это северо-восточное направление, т.е. как раз направление перемещения покрова Известнякового Дагестана. В этом направлении перемещалась пластичная песчано-глинистая толща нижней и средней юры, по пути как бы "отдавая" избыток материала в ядра коробчатых антиклиналей и в то же время вовлекая в это течение подошву верхнеюрско-мелового "панциря", что обусловило вергентность коробчатых складок в противоположном, юго-западном, направлении.

Этот механизм весьма убедительно смоделировал В.Г. Гутерман. Он сначала изготавливал пластичные модельные образцы, в которых чередовались тонкие слои разной вязкости. Затем на одном краю образца эти слои слегка приподнимались, после чего образец центрифугировался. В этом искусственном поле тяжести поднятие "растекалось" и формировалась гравитационная складчатость. Ее морфология сильно зависела от соотношения мощности и вязкости слоев. Коробчатые складки возникают, если в толще, особенно в ее нижней части, общая мощность пластичных свит в 5–6 раз превышает общую мощность жестких свит (см. рис. 46). Это как раз характерно для Известнякового Дагестана, где в мезозое–кайнозое содержатся лишь два мощных жестких карбонатных комплекса, приуроченных к верхней части разреза [90].

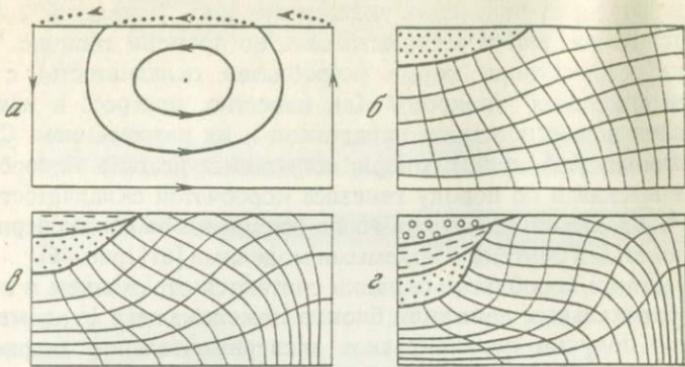


Рис. 47. Модификация модели адвекции применительно к случаю денудации в областях поднятий и осадконакопления во впадинах (по [55])

Элементарные объемы испытывают поступательное перемещение, вращение и деформацию на всех этапах процесса. Структура, "запечатанная" осадконакоплением с образованием углового несогласия, не прекращает свое развитие: она испытывает эволюцию на всех этапах осадконакопления. Из-за пониженной плотности осадков в области прогибания возникает дефицит масс, который должен компенсироваться возникновением "антиторния" в нижней коре

а — траектории движения элементарных объемов горных пород ниже земной поверхности (сплошные линии) и в виде обломочных частиц выше земной поверхности (прерывистые линии); б-г — последовательные этапы процесса

На рис. 46 представлено поэтапное развитие структуры слоистого образца. Слева расположена область поднятия, которая испытывает упомянутое выше горизонтальное растяжение (когда шла речь о сводовой части мегантиклинория); напомним, однако, что в эксперименте В.Г. Гутермана это поднятие было создано до опыта искусственно, и поэтому в зону растяжения не могло происходить внедрение пластичного материала, сопровождавшее тектоническую денудацию ядра мегантиклинория. Слоистый материал образца перемещается слева (от области поднятия) направо. При этом его нижние, более пластичные части перемещаются с большей скоростью, нагнетаясь "по пути" в ядра формирующихся коробчатых складок, обладающих в центральной части образца левосторонней (т.е. направленной в сторону поднятия) вергентностью, что как раз и характерно для коробчатых складок Известнякового Дагестана. А вот в правой части образца, в области упора, скучивания, о которых говорилось выше при характеристике фронтальной части покрова Известнякового Дагестана, видны тенденция к правосторонней вергентности складчатости и формированию надвигов, что характерно уже для Предгорного Дагестана и его надвигового пояса. В экспериментах наблюдаются горизонтальное зеркало коробчатых складок, а также менее заметные на рис. 47 кулисы складок и их бифуркация в плане, тоже характерные для складчатости Известнякового Дагестана (см. выше).

В.Г. Гутерман подметил в своих моделях одну особенность, которая позволяет как-то оценить глубину поверхности срыва покрова Известня-

кового Дагестана. В этих моделях ширина умеренно сжатых коробчатых складок, измеренная по их поверхности, приблизительно равна мощности деформированной части модельной "толщи". В Известняковом Дагестане эта ширина составляет 4–8 км, при видимой мощности разреза мезозоя 2500–3000 м, примерно поровну между нижней–средней юрой и верхней юрой–мелом. Если опираться на результаты описываемых экспериментов, то глубину поверхности срыва также можно оценить в 4–8 км. Наиболее глубинная из геологически выявленных поверхностей срыва располагается внутри карбонатной толщи верхней перми [62], т.е. внутри палеозойского фундамента. Другими словами, в составе Дагестанского аллохтона присутствует верхняя часть палеозойского фундамента. Возможно, с поверхностью срыва в подошве аллохтона связана концентрация коровых землетрясений в пределах Дагестанского клина [53], которые образуют слабо наклоненную к юго-западу сейсмофокальную зону, располагающуюся в пределах Предгорного Дагестана на глубинах 5 ± 2 км [93]. Таким образом, тектонофизическая и сейсмологическая оценки глубины подошвы Дагестанского аллохтона весьма близки и находятся в диапазоне 3–8 км.

Еще раз подчеркнем роль пластичных толщ нижней и средней юры. Эти толщи играют роль, аналогичную роли астеносферы в тектонике плит: с одной стороны, они осуществляют деструкцию верхнеюрского–мелового "панциря" в зоне "спрединга" на своде мегантиклиниория, с другой, – способствуют горизонтальному перемещению "панциря" к северо-востоку. Опережающее течение нижне-среднеюрских толщ в названном направлении вызывает юго-западную вергентность коробчатых складок Известнякового Дагестана, а также своеобразное поле напряжений, описанное Л.М. Расцветаевым [120]. Последнее в толще средней юры характеризуется обстановкой горизонтального сдвига к юго-западу в горизонтальной плоскости; в вышележащих толщах это вертикальное сжатие с некоторой горизонтальной сдвиговой компонентой (тоже к юго-западу). Иными словами, роль сдвиговой компоненты убывает от "активной" к более "пассивной" толщам. Заметим попутно, что эти данные характеризуют позднеальпийское поле напряжений, подтверждая соответствующий возраст коробчатых складок и покрова Известнякового Дагестана.

Дагестанский клин ограничен с флангов сдвиговыми зонами. На левом, северо-западном фланге существует обстановка левостороннего сдвига [62, 107], а на правом, юго-восточном, фланге – правостороннего сдвига [107, 120]. На новейшем этапе "рельсами" для таких сдвигов могли послужить более древние конседиментационные разломы антикавказского простирания, описанные в работе [40], а также Тбилиско-Аграханский линеамент, выделенный Н.В. Короновским [86]. Названные сдвиги отражают в разрывной форме продвижение покрова Известнякового Дагестана к северо-востоку так же, как в пластической форме это движение маркируется отмеченной выпуклостью осей складок к северо-востоку. Если мысленно перевести горизонтальный план Дагестанского клина в вертикальное положение, где верхом служит северо-восточное направление, то мы получим структурный рисунок горст-антеклиниория,

в котором роль слоистости выполняют оси складок. Восприятие покрова Известнякового Дагестана как трехмерной структурной формы позволяет понять, каким образом его амплитуда возрастает от 4–5 км в районе Варандинской антиклинали (северо-западный фланг) до 30–50 км на оси Дагестанского клина [66]. Напрашивается аналогия с языком ледника, амплитуда перемещения которого также увеличивается по направлению к его оси.

Описанная структурная аномалия Горного Дагестана абсолютно не объяснима при любом варианте версии с субдукцией.

Другая версия – это целиком компенсационная модель, как в локальном (Дагестан), так и в региональном (Большой Кавказ) масштабах. Эта модель является новым обращением к идеи Е.Е. Милановского [101] о выжимании материала из-под передовых и межгорных прогибов и нагнетании его в области поднятий. Согласно данной версии следует считать, что общая асимметрия мегантиклиниория обусловлена разной активностью межгорных и передовых прогибов. Межгорные прогибы (Рионский и Куринский), представляющие собой соединительное звено между Черноморской и Южно-Каспийской впадинами, были более активны по сравнению с передовыми (Индоло-Кубанским и Терско-Каспийским), которые не имеют столь внушительно прогибающихся флангов. В передовых прогибах на новейшем этапе накопились отложения меньшей мощности, чем в межгорных [101]. Более интенсивное прогибание межгорных прогибов как раз и обеспечило общую юго-западную вергентность мегантиклиниория Большого Кавказа, в частности, асимметрию Сванетского антиклиниория. Происхождение складчатой структуры этого антиклиниория можно объяснить сочетанием глубинного диапираизма (частные адвективные движения) и рассматриваемой компенсационной модели (общие адвективные движения) и тем самым снять противоречия в возникшей по этому поводу дискуссии между В.Н. Шолпо [175] и Ш.А. Адамия [4, 7]. В рамках компенсационной модели также находит удовлетворительное объяснение преобладание на южном склоне Большого Кавказа крутых чешуйчато-складчатых структур, а не пологих шарьяжных пластин. В сущности говоря, по своим структурным результатам встречающие горизонтальные перемещения больших масс горных пород на границе между ядром мегантиклиниория и закавказскими депрессиями, предполагаемые в этой модели, не отличимы от тех, которые предполагаются плейтектонической моделью коровой субдукции Амштутца, когда амплитуда перемещения пластин по надвигам и шарьяжам уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток [42].

Общую юго-западную вергентность мегантиклиниория нарушает "Дагестанская аномалия", о которой говорилось выше. В рамках рассматриваемой версии ее можно объяснить повышенной активностью прогибания на локальном участке Терско-Каспийского прогиба на острие Дагестанского клина, которая не только обеспечила дивергентность антиклиниория Бокового хребта в тылу Дагестанского клина, но и обусловила движение тектонического покрова Известнякового Дагестана на северо-восток.

В связи с описанными выше структурой и кинематикой Дагестанского клина встает вопрос, что происходило на северном склоне Большого Кавказа в смежных с ним по простиранию районах. К юго-востоку, на границе Юго-Восточного Кавказа и Каспийского прогиба, располагается Казмакырызско-Сиазанский надвиг, аналогичный по структурной позиции фронтальной зоне шарьяжа Известнякового Дагестана и также выраженный в плане в виде небольшого тупоугольного клина [66]. В этой же связи С.И. Дотдуев указывает еще на одну сходную структурную форму – Ахтырский надвиг на границе Северо-Западного Кавказа и Кубанского прогиба. Заметим от себя, что вершины обеих клинообразных структур пространственно тяготеют к участкам максимального опускания прогибов. Вероятно, оба эти надвига сходны по генезису с покровом Известнякового Дагестана, но скромнее по масштабам. Другими словами, на оси Предкавказского прогиба имеются участки повышенного новейшего прогибания, которые компенсировали продвигающиеся в их направлении тектонические покровы и надвиги.

В целом очень похожая картина была описана выше для южного склона мегантиклинория. Тектонические покровы на границе флишевых синклиниориев и цепи шовных антиклиниориев Гагро-Джавской (Абхазо-Рачинской) зоны характеризуются большими амплитудами горизонтального перемещения в южном направлении на Восточном (включая и Юго-Восточный) и Северо-Западном Кавказе, т.е. там, где сопредельные с юга прогибы Закавказья интенсивно опускались в новейшее время. В то же время в пределах Транскавказского поперечного поднятия на Центральном Кавказе, где зоны Южного склона непосредственно соседствуют со сравнительно приподнятым выступом фундамента в Дзирульском массиве, шарьяжи отсутствуют, т.е. горизонтальные движения в южном направлении редуцированы.

Одним из важнейших вопросов концепции компенсационной организации тектонического течения является глубина залегания подошвы верхней геосферы, участвующей в адвекции [56]. Как указывалось выше, течение локализуется в пределах некоторой геосферы, которая ограничена снизу близгоризонтальной подошвой. Если сама концепция, как уже говорилось выше, зиждется на фундаментальном законе механики – непрерывности сплошной среды, то представление о геосфере, в пределах которой осуществляется скомпенсированное тектоническое течение, основано на не менее фундаментальной закономерности из области структурной геологии и геотектоники: тектонические движения и деформации определенного ранга характеризуются некоторой глубиной заложения и поэтому охватывают лишь некоторую геосферу, а не все геологическое пространство [22, 154]. Порождаемые этими движениями и деформациями структурные формы также имеют некоторую глубину заложения, т.е. существует ограничивающая их снизу поверхность, ниже которой их влияние уже не распространяется и которая в первом приближении является горизонтальной. Именно к этой поверхности приурочена максимальная скорость глубинного горизонтального компенсационного

потока, обеспечивающего перемещение материала из-под областей впадин под области соседних с ними поднятий.

Выявить глубину этой поверхности под регионом Большого Кавказа можно по данным геофизики. На профиле ГСЗ Волгоград–Нахичевань [113] видно, что корень гор под Большим Кавказом и "антакорень" под Куринской впадиной, определяемые по положению поверхностей рельефа и Мохо, подчеркиваются конформной конфигурацией изолиний скорости сейсмических волн [113]. Смена направления выпуклости этих изолиний происходит на глубине около 15 км. Примерно на той же глубине происходит смена направления выпуклости вниз этих изолиний под Предкавказским прогибом на их моноклинальное юго-западное падение (и в этом отношении передовой прогиб выражен слабее, чем межгорный, о чем говорилось выше). Вероятно, это и есть глубина заложения поднятия Большого Кавказа и смежных прогибов и поэтому – подошва геосферы, в пределах которой осуществлялось скомпенсированное тектоническое течение, породившее названные мегаструктуры. С этой глубины и до глубины около 25 км располагается средний сейсмический структурный этаж (со скоростью продольных волн 5,8–6,6 км/с), для которого характерны повышенная горизонтальная расслоенность, стирание границ вертикальных неоднородностей, большая пластичность и, по-видимому, существенно горизонтальное перемещение [113]. Следует отметить, что этот структурный этаж в трехчленной сейсмической модели континентальной коры, предложенный Н.И. Павленковой [113], выделен и в других регионах, в том числе и на платформах. Его характерная особенность – затухание структур, развитых в верхнем этаже. Выполаживание и затухание структур при приближении к подошве адвектирующей геосферы отчетливо воспроизводится и в экспериментах (см. рис. 42).

Рассматриваемый профиль ГСЗ позволяет не только оценить глубину подошвы, а тем самым и мощность адвектирующей геосферы (около 15 км), но и расстояние между осями смежных поднятий (Большой Кавказ) и прогибов (Куринского и Предкавказского) – около 100–150 км, т.е. между осями восходящего и компенсирующих его нисходящих тектонических потоков. Другими словами, обе адвективные ячейки – Закавказская и Предкавказская, имеющие общую границу по оси восходящего тектонического потока в ядре Большого Кавказа, а в качестве других границ – оси соответствующих нисходящих потоков (Рионо-Куринский межгорный и Предкавказский передовой прогибы), в вертикальном разрезе предстают сильно вытянутыми по горизонтали. Это обстоятельство предопределяет резкое преобладание горизонтальных адвективных движений над вертикальными [54, 55]. Действительно, суммарная амплитуда горизонтального смещения покрова Известнякового Дагестана по максимальным оценкам достигает 30–50 км [66], в то время как в областях осевого поднятия Большого Кавказа и в обоих обрамляющих его прогибах амплитуда вертикальных движений в новейшее время не превышает 10 км.

В то же время следует заметить, что столь вытянутая по-горизонтали

ячейка энергетически невыгодна. Наиболее выгодна квадратная в вертикальном сечении ячейка, когда в ее центральной части при адвекции происходит круговое, почти жесткое, без деформаций, вращение вещества [54, 55]. Адвекция, как и вообще любая конвекция, организованная в виде сильно вытянутых по горизонтали ячеек, не может происходить свободно, как это имеет место, например, при подогреве снизу горизонтального слоя жидкости. Другими словами, такая адвекция является вынужденной какими-то посторонними причинами.

ДВУХЬЯРУСНАЯ АДВЕКЦИЯ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

В поисках таких причин обратимся к конфигурации изолиний сейсмической скорости ниже подошвы рассмотренной выше адвектирующей геосферы (рис. 48, вкл.). Как уже было отмечено выше, эти изолинии имеют выпуклость, направленную в сторону, противоположную той, что характерна для геосферы, расположенной выше названной подошвы. Это обстоятельство наводит на мысль, что в геосфере, расположенной ниже этой границы раздела, также происходила адвекция, но с противоположным направлением вращения вещества. А именно – восходящий тектонический поток под обоими прогибами и компенсирующий его нисходящий поток под мегантиклинорием Большого Кавказа. О глубине подошвы этой, более нижней геосферы также можно судить по геофизическим данным. Мантия Кавказа, Черного и Каспийского морей разуплотнена относительно мантии Восточно-Европейской платформы за счет разности температур, так что разность плотностей составляет примерно $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$. Максимальная глубина разуплотнения – 100 км [113]. Сопоставляя эту цифру с уже упоминавшимся расстоянием между осями поднятия Большого Кавказа и смежных прогибов (около 100–150 км), можно заключить, что обе адвективные ячейки в нижней геосфере – Закавказская и Предкавказская (Дагестанская) – в вертикальном разрезе близки к квадратной форме, энергетически выгодной для "свободной" адвекции, обусловленной чисто внутренними причинами, в данном случае повышенной температурой в мантии.

Таким образом, можно допустить, что адвекция в тектоносфере региона Большого Кавказа была двухъярусной. В зонах прогибов в верхнем ярусе происходило погружение (особенно интенсивное в зоне межгорного прогиба, асимметричная конфигурация которого (см. рис. 48) сходна с аналогичной асимметрией краевых прогибов адвективной модели (см. рис. 42), а в нижнем ярусе – поднятие (типа мантийного диапира или плюма [188, 175]); в зоне же поднятия мегантиклинория картина была обратной – восходящие движения в верхнем ярусе и нисходящие – в нижнем. На близгоризонтальной границе двух ярусов происходило общее компенсирующее горизонтальное течение в направлении от прогибов в сторону поднятия.

Если глубина подошвы верхнего яруса адвекции составляет около 15 км (см. выше), то можно в первом приближении считать, что в нижней

половине этого яруса горизонтальный поток происходил от прогиба к поднятию, а противоположный поток охватывал верхнюю половину этой верхней геосферы, а нижняя граница этого верхнего компенсационного потока располагалась на глубине 7–8 км. Эта оценка совпадает с независимой оценкой глубины поверхности срыва тектонического покрова Известнякового Дагестана (3–8 км, по [141]). Принципиальная возможность существования двух противоположно направленных горизонтальных потоков, компенсирующих друг друга, зафиксирована экспериментально [75].

Что касается подошвы нижнего яруса адвекции, то она соответствует, как уже говорилось, максимальной глубине термического разуплотнения мантии (100 км), т.е., вероятно, отвечает подошве астеносферы и одновременно кровле мезосфера. Эта поверхность залегает довольно полого не только под регионом Большого Кавказа, но и под соседними регионами Юго-Восточной Европы, в контрасте с опусканием подошвы мантийной литосферы (кровли астеносферы) и подошвы земной коры (Мохо) под горными сооружениями и поднятием этих границ под впадинами [165]. В этой связи еще раз обратим внимание на то обстоятельство, что подошва и кровля адвектирующих геосфер остаются близгоризонтальными, искривляются лишь внутренние границы (см. рис. 42). В случае Большого Кавказа горизонтальное положение сохраняют подошва астеносферы (глубина около 100 км) и граница смены направления выпуклости изолиний сейсмической скорости в коре (глубина около 15 км), т.е. подошва и кровля нижней адвектирующей геосферы. О рельфе кровли верхней геосферы будет сказано ниже.

В последнее время установлено, что Кавказ много ближе к изостазии, чем это считалось ранее, и что процессы изостатического выравнивания протекают чрезвычайно быстро [10]. Этот вывод для нас весьма важен, поскольку на основании гравиметрических данных появляется возможность коррелировать во времени рост поднятия Большого Кавказа и опускание впадин в верхнем ярусе адвекции с формированием в нижнем ярусе корня этого поднятия и антикорней впадин. Однако изостазия – это гравитационное равновесие, если так можно выразиться, только по вертикали. По горизонтали же действует фактор, который можно назвать "эффектом Артюшкова" [11]. Суть его в том, что чем выше поднятие и, соответственно, глубже его корень, тем все большие горизонтальные сжимающие усилия нужно прикладывать к этой системе, чтобы предохранить ее от расплзания. А еще большие усилия требуются, чтобы эта система росла "вверх и вглубь". Чтобы четко представить себе возможности адвекции в создании рассматриваемой системы, еще раз обратимся к трем рисункам.

1-й вариант – это адвекция в практически однородной среде. Теория и эксперимент (см. рис. 42; рис. 49) показывают, что как бы ни были круты адвективные поднятия, сила тяжести не позволяет им иметь выражение в рельфе: верхняя поверхность адвектирующей толщи сохраняет плоскую форму, т.е. движущей силы адвекции достаточно лишь на преодоление сил вязкого трения внутри адвектирующей толщи (подробнее см. [54]).

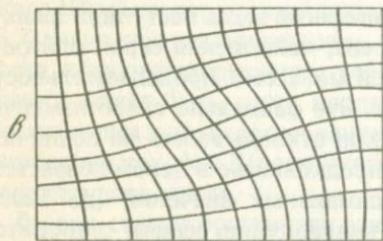
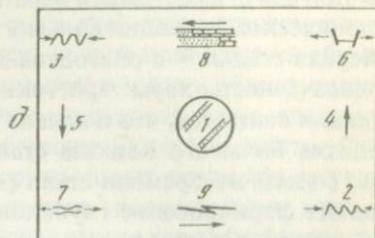
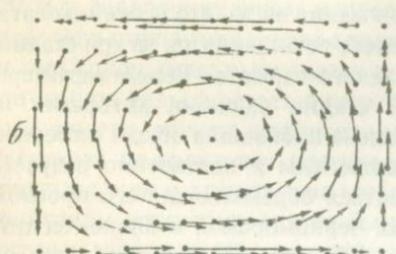
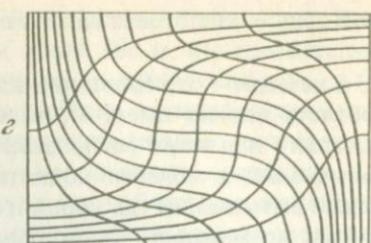
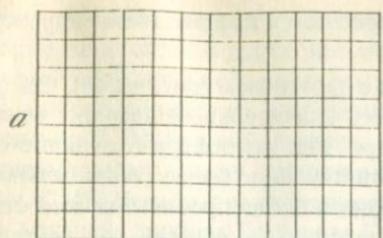


Рис. 49. Компенсационная организация тектонического течения в некоей геосфере (вертикальный разрез в плоскости течения) (по [56])

Показана адвективная (*a*–*г*) и соответствующая ей структурная ячейка (*д*) в пределах рассматриваемой геосферы, подошва и кровля которой совпадают с нижней и верхней сторонами прямоугольного контура ячейки. Соседние

(левая и правая) ячейки отличаются от показанной на рисунке только направлением общего вращения вещества

а – исходное положение элементарных квадратных объемов; *б* – поле начальных перемещений этих объемов, совпадающее с полем скоростей их поступательного движения; *в* – поле начальных поворотов и деформаций этих объемов; *г* – то же на одном из последующих этапов процесса; *д* – структурная ячейка как совокупность структурных парагенезов, возникающих на девяти ее характерных участках

2-й вариант – это сочетание адвекции с денудацией и осадконакоплением (см. рис. 47). В отличие от предыдущего варианта, адвектирующая геосфера здесь неоднородна. Из-за присутствия осадочных толщ, имеющих пониженную плотность по сравнению с "фундаментом", обозначенным на рисунке искривленной сеткой, левая часть модели обладает дефицитом масс по сравнению с правой частью. Для сохранения изостазии коры в правой части, в области поднятия, должен сформироваться корень последнего, а под впадиной, в левой части – антикорень. Амплитуда корня и антикорня зависит как от "степени крутизны" поднятия и впадины, так и от разности в плотности "фундамента" и осадочных толщ. Достаточно ли движущей силы адвекции для формирования корня и

антикорня – для ответа на этот вопрос требуются количественные расчеты.

3-й вариант – это сочетание адвекции с орогенезом (см. рис. 48). Здесь в области впадин имеет место еще более значительный дефицит масс, поскольку над ними располагаются гидро- или атмосфера в отличие от горных масс в области поднятия. Соответственно более значительной должна быть амплитуда корня и антикорня и более проблематичной становится возможность формирования последних в рамках той модели адвекции, о которой шла речь выше.

В этой связи имеет смысл обратить внимание на то, что орогенный этап тектонической эволюции Большого Кавказа четко делится на три стадии.

Первая стадия – с олигоцена до позднего сарматы. Весьма характерна неоднозначность характеристики этой стадии разными авторами. По традиции считается, что в начале олигоцена произошла общая инверсия, поднятие Большого Кавказа стало абсолютным и постепенно разрасталось; с этого же времени стали развиваться обрамляющие его прогибы; началось формирование глубоководных Черноморской и Южно-Каспийской впадин. Однако некоторые авторы [68, 138, 178] полагают, что геосинклинальный прогиб Большого Кавказа сохранялся по олигоцен включительно, а общая инверсия и начало орогенного этапа наступили лишь в позднем сармате. По мнению С.И. Дотдюева, майкопская серия олигоцена – раннего миоцена не является нижней молассой. Продолжительность ее накопления составляла 12–15 млн лет. Эта фациально слабо изменчивая толща существенно глинистых осадков откладывалась на обширной территории, и мощность ее в Восточном Предкавказье в целом возрастает в южном направлении, достигая максимальных значений (до 1200–1300 м) в зоне предгорий. В этом же направлении осадки становятся более глинистыми, что говорит об отсутствии сколько-нибудь значительного участка суши на месте Большого Кавказа. Возможно, что на месте современного горного сооружения была наиболее глубоководная часть майкопского моря. Умеренные мощности, слабая фациальная изменчивость майкопской серии по сравнению с вышележащими миоцен-плиоценовыми отложениями указывают также на относительную тектоническую устойчивость рассматриваемого района в олигоцен-раннемиоценовое время. Во всех тех случаях, когда контакты не нарушены последующими деформациями, эта серия связана постепенными переходами с нижележащими эоценовыми и вышележащими среднемиоценовыми отложениями. От себя добавим, что мнение о "доинверсионности" майкопского века высказывал еще В.В. Белоусов [17].

Весьма любопытной свежей струей фактического материала являются новые данные о палеогеновых олистостромовых толщах Северо-Восточного Кавказа. В.Ф. Шарафтдинов [166], считая рассматриваемую до-позднесарматскую стадию квазиплатформенной и полагая, что орогенный режим начался лишь с позднего сарматы, указывает (как и цитируемые нами выше исследователи) на признаки сноса, начиная с позднего палеоцена, олистолитов с юго-запада, из области современного горного сооружения Большого Кавказа. При этом максимальное развитие олистолитов

отмечается им как раз в области нашей Дагестанской "аномалии". Некоторые олистоплаки достигают мощности около 100 м, что соответствует нормальной мощности некоторых оползавших домайкопских свит.

Как же совместить эти факты со спокойным квазиплатформенным режимом? По нашему мнению, они удовлетворительно соответствуют приведенному выше представлению о 1-м варианте адвекции (см. рис. 42, 49). Несмотря на тектоническую денудацию в области зарождающегося мегантиклиниория Большого Кавказа (растяжение и разрыв доолигоценового "панциря", см. выше) и перемещение олистоплак мощностью до 100 м в северо-восточном направлении, максимальное в области Дагестанского клина (максимум адвекции, см. выше), этот мегантиклиниорий не только никак не выражается в рельефе, но и не подвергается обычной денудации. Рельеф остается практически плоским, что и обеспечивает на поверхности квазиплатформенный режим; основная масса осадочного материала по-прежнему поступает со стороны Скифской плиты. Такая адвекция, как мы видели, не требует формирования корня под растущим поднятием и поэтому может быть обеспечена минимальными энергетическими затратами только на преодоление вязкого трения внутри адвектирующей толщи. Скорость осадконакопления в майкопское время — около 100 м/млн лет — свидетельствует об относительной вялости процесса. Однако еще раз подчеркнем, что в условиях выраженного на поверхности квазиплатформенного режима под земной поверхностью начинается (а может быть, даже продолжается еще с поздней юры) поднятие мегантиклиниория, формирование складчатости в его нижней части и формирование покрова Известнякового Дагестана в верхней части его северо-восточного крыла.

Вторая стадия орогенного этапа охватывает промежуток времени от позднего сармата до конца плиоцена. За это время — около 10 млн лет — у вершины Дагестанского клина накопилась толща мощностью ~ 2,5 км (см. выше). Скорость осадконакопления по сравнению с предыдущей стадией заметно возросла и составила в среднем около 250 м/млн лет. В то же время в области мегантиклиниория амплитуда неотектонического поднятия не превысила 500 м при весьма значительной глубине денудационного вреза. В конце рассматриваемой стадии произошло знаменательное событие — складко- и покровообразование главной (предакчагыльской) фазы, после чего с угловым несогласием сформировались отложения верхнего акчагыла. Таким образом, для этой стадии характерно сочетание складкообразования, поднятия и денудации в области мегантиклиниория с формированием покрова Известнякового Дагестана и парагенетически связанный с ним коробчатой складчатости в области северо-восточного крыла мегантиклиниория и с погружением и осадконакоплением в области передового прогиба. Такое развитие событий соответствует сценарию 2-го варианта адвекции (см. рис. 47).

Третья стадия орогенного этапа охватывает главным образом квартер. За это время — около 0,5 млн лет — у вершины Дагестанского клина накопилась толща мощностью около 0,5 км (скорость осадконакопления около 1 км/млн лет), в его тылу подошва верхнего акчагыла поднялась

на высоту до 3–4 км, т.е. скорость поднятия и погружения резко увеличилась. Весьма примечательно, что произошло это практически сразу (в масштабе геологического времени) после главной фазы складкообразования. С этим фактом можно связать физическую состоятельность протекания адвекции по 3-му варианту с формированием значительного корня под горным сооружением и антикорня под прогибами, главным образом под Куриńskим прогибом (см. рис. 48). Дело в том, что в реальной геологической среде, в отличие от изотропной среды, использованной в эксперименте (см. рис. 42), имеет место анизотропия вязкости, которая, в частности, существенно облегчает восстановление изостатического равновесия.

В нашем случае до складкообразования преобладает горизонтально-слоистая текстура, что означает пониженную вязкость в горизонтальном направлении. Эта обстановка благоприятна для формирования доскладочных покровов и олистолитов и неблагоприятна для образования рельефа. Такая обстановка существовала на первой стадии орогенного этапа и способствовала протеканию адвекции по 1-му варианту. Но в процессе складкообразования положение меняется, начинает преобладать вертикально ориентированная текстура (кливаж, трещины, разрывы). В результате все больше понижается вязкость в вертикальном направлении и облегчается сначала денудация без существенного рельефа (вторая стадия орогенного этапа по 2-му варианту адвекции), а затем, после главной фазы складкообразования, и формирование высокогорного рельефа, расплывание которого затрудняется из-за возросшей вязкости в горизонтальном направлении (подробнее см.[55]).

Оценка количественного эффекта влияния анизотропии вязкости – это дело не столь отдаленного будущего, если иметь в виду зарождение нового подхода к выявлению механизма тектонических деформаций – начало использования для этих целей основных положений механики структурированных сред (а не сплошных сред, как это делается по традиции) [152].

АДВЕКЦИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Как видно из предыдущего, большинство характерных черт современной структуры Дагестанского клина и его тектонической эволюции на фоне Большого Кавказа удовлетворительно объясняется в рамках компенсационной модели адвекции. Однако вряд ли разумно на этом основании отвергать другие предложенные модели. Для Большого Кавказа в целом, в том числе для его северо-восточного крыла, характерны взбросы юго-западной вергентности, по данным неотектоники [107] и геофизики [73]. Под данным двух последних соавторов, крутие взбросы доходят до поверхности Мохо и кое-где пересекают ее. Корень гор под Большим Кавказом немного смещен к северо-востоку относительно горного сооружения. Все эти факты не позволяют игнорировать мобилистские модели, в частности, уже упомянутую выше коллизионную

модель с элементами субдукции. Многие детали структуры антиклиниориев и отдельных складок Большого Кавказа удовлетворительно объясняются в рамках фиксистской модели [175]. Поэтому имеет смысл от противопоставления якобы альтернативных моделей (что нашло отражение в уже упомянутой дискуссии [133, 157] по поводу статьи Е.А. Рогожина и В.Н. Шолпо) перейти к их суперпозиции (термин Ю.А. Косыгина) и установить их масштабный, иерархический ряд. Это можно сделать следующим образом.

Сближение Аравийской и Восточно-Европейской плит, происходящее посредством субдукции первой из них и последующей коллизии, является катализатором выведения из гравитационно-неустойчивого состояния разуплотненной внизу тектоносферы Большого Кавказа и окружающих областей, т.е. нечто вроде схемы Д. Карига, согласно которой мантийный диапиризм под окраинными морями индуцируется посредством субдукции океанской плиты (недавно Е.В. Шарков и В.Б. Свалова [167] предложили модель мантийно-диапирового генезиса более близких к нашему региону внутренних морей Средиземноморского пояса при коллизии континентальных плит). В результате во всем названном регионе происходит формирование поднятий и прогибов, компенсируемое глубинным горизонтальным перемещением вещества из-под прогибов в сторону поднятий и поверхностным горизонтальным перемещением вещества в противоположном направлении в двух формах: 1) в связном состоянии в виде движения шарьяжей (как в случае покрова Известнякового Дагестана); 2) в раздробленном состоянии посредством денудации, переноса и осадконакопления. Промежуточная форма – олистолито-олистостромовая седиментация.

Весь этот процесс описан [54, 55] как совокупность общих адвективных движений, в которых преобладает горизонтальная компонента, и частных адвективных движений, где горизонтальная и вертикальная компоненты равноправны; сочетание двух типов движений воспроизведено экспериментально (см. рис. 42). Общие адвективные движения ответственны за формирование мегантиклиниориев и сопряженных с ними передовых и межгорных прогибов, а также шарьяжей. Суммарная амплитуда последних с учетом наличия двух противоположных компенсирующих друг друга горизонтальных адвективных потоков может приближаться к удвоенной величине расстояния между смежным мегантиклиниорием и прогибом [54]. Это расстояние было оценено выше цифрой 100–150 км, поэтому амплитуда шарьяжей в процессе общей адвекции на Большом Кавказе может приближаться к величине 200–300 км, что соответствует имеющимся оценкам [66]. На фоне общих адвективных движений, частные адвективные движения приводят к формированию отдельных антиклиниориев и синклиниориев, асимметрия которых обусловлена общими адвективными движениями. По данным Ф.Л. Яковлева [180], которые мы приводили выше, в пределах мегантиклиниория Большого Кавказа складкообразование имело две составляющие – адвективную, убывающую в сторону периклиналей антиклиниориев, и "внешнюю" (по

отношению к антиклиниориям) горизонтального сжатия, относительно постоянную на исследуемой территории. По нашему мнению, это как раз и отражает интерференцию частных и общих адвективных движений.

В заключение вернемся к вопросу о Дагестанской "аномалии". Как было сказано, избыточность адвекции в районе Дагестанского клина выражается в разных показателях, в частности, в максимальной амплитуде прогибания на орогенном этапе той зоны Терско-Каспийского передового прогиба, которая приурочена к вершине клина. Согласно модели двухъярусной адвекции, под впадинами расположены мантийные диапиры [165]. Это значит, что под всем Предкавказским передовым прогибом располагается линейный в плане диапир, обладающий как бы апофизой в районе Дагестанского клина (а также в районе более скромного Ахтырского клина в соответствующей зоне Кубанского прогиба). В целом этот линейный диапир обладает незначительным энергетическим потенциалом, поскольку, как было сказано выше, под Предкавказским прогибом нет выраженного антикорня (см. рис. 48). Такой антикорень (а соответственно и более мощный линейный в плане мантийный диапир) располагается под Закавказским межгорным прогибом (см. рис. 48), о чем говорилось выше. Закавказский линейный мантийный диапир имеет две ярко выраженные положительные ундуляции: еще более мощные мантийные диапиры – брахиморфный Черноморский и куполовидный Южно-Каспийский, которые А.В. Чекунов относит к центрам деструкции. Судя по тому, что Дагестанская "мантийная апофиза" обусловила дивергентность мегантиклиниория Большого Кавказа в районе одноименного клина, ее энергетическая мощность примерно соответствует мощности Закавказского линейного мантийного диапира. В результате по энергетической мощности намечаются три категории мантийных диапиров и их апофиз (в порядке убывания): 1) Черноморский и Южно-Каспийский; 2) Закавказский, а также Дагестанская и Ахтырская апофизы Предкавказского; 3) Предкавказский.

РАЗНОРАНГОВАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА КАК РЕЗУЛЬТАТ ИЕРАРХИЧЕСКИ ОРГАНИЗОВАННОЙ АДВЕКЦИИ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Несколько лет назад В.Е. Хайн выступил с идеей о расслоенности Земли и многоярусной конвекции как основы подлинно глобальной геодинамической модели [158]. В этой идеи содержатся два главных элемента: первый – это трактовка земных оболочек (геосфер) как относительно автономных систем с собственной конвекцией; второй – конвекция в более глубоких оболочках возбуждает конвекцию в выше-лежащих. Все высказанное подтверждает эту идею, однако она нуждается в более четкой конкретизации. Попытаемся это сделать, опираясь на разработанные представления об адвекции [54, 55] и компенсационной

организации тектонического течения [56, 57] и иллюстрируя выводы на примере Большого Кавказа – неизменного полигона для проверки геотектонических и геодинамических идей.

Как уже говорилось, компенсационная организация тектонического течения заключается в разбиении геологического пространства на отдельные адвективные ячейки прямоугольной формы (в вертикальном разрезе). Вдоль двух вертикальных сторон такого прямоугольника осуществляются восходящий и компенсирующий его нисходящий тектонические потоки, а вдоль двух горизонтальных сторон – два горизонтальных противоположно направленных и компенсирующих друг друга потока. Общая адвективная циркуляция вещества происходит по часовой стрелке или против (см. рис. 48). Названные ячейки расположены упорядоченно как по горизонтали, так и по вертикали.

По горизонтали они образуют то, что можно назвать адвектирующей геосферой. Смежные ячейки обладают противоположным направлением вращения вещества. На общей вертикальной границе двух ячеек имеет место общий для них вертикальный восходящий или нисходящий поток, приводящий, соответственно, к формированию поднятий (мегантиклонации, антиклинарии или крупные антиклинали) или впадин (межгорные или передовые прогибы, синклинарии или крупные синклинали). На вертикальных границах ячеек происходят лишь вертикальные движения, без горизонтальной составляющей.

Нижние горизонтальные границы ячеек образуют общую подошву адвектирующей геосферы. На этих границах происходят лишь горизонтальные движения, без вертикальной составляющей, организованные таким образом, что вещество перемещается из-под впадин в сторону смежных поднятий.

Верхние горизонтальные границы ячеек образуют общую кровлю адвектирующей геосферы. На этих границах также происходят лишь горизонтальные движения, без вертикальной составляющей, таким образом, что вещество перемещается от поднятий в сторону смежных впадин. В частном случае (весьма распространенному!) это может быть денудация на сводах поднятий, перемещение вещества в обломочном состоянии и его отложение во впадинах (см. рис. 47). В этом случае кровля адвектирующей геосферы совпадает с денудационной поверхностью на поднятиях, переходящей во впадинах в поверхность отложенных осадков; в идеальном случае эта кровля горизонтальна. Другой частный случай – это горный рельеф, который нельзя считать кровлей адвектирующей геосферы по той причине, что в областях поднятий точки этого рельефа обладают заведомой вертикальной компонентой перемещения. Но это означает, что рельеф является некоторой внутренней, искривляющейся поверхностью геосферы, а ее условная кровля, не испытывающая вертикальных перемещений, располагается где-то в воздухе. Ее высота может быть вычислена, но для этого надо знать вектор скорости перемещения (как вертикального, так и горизонтального) каждой точки рельефа (в том смысле, как это изображено на рис. 49), что в настоящем время не представляется возможным.

Для дальнейших рассуждений необходимо подчеркнуть одно важное обстоятельство, игнорирование которого часто приводит к большой путанице в вопросе о деформациях в тектоносфере. Как известно, деформация физического тела состоит в изменении его первоначальной формы (а также объема, но этим эффектом мы в первом приближении пренебрегаем). Если таким физическим телом считать любой элементарный объем внутри адвективной ячейки, то он в процессе адвекции изменяет свою форму (см. рис. 49), т.е. деформируется. Однако если в качестве физического тела рассматривать саму прямоугольную ячейку, то при адвекции ее форма не меняется (несмотря на все внутренние процессы в ней!), т.е. ячейка не деформируется. По той же причине вся адвектирующая геосфера остается горизонтальной, т.е. не дислоцированной. Значит, мы не можем говорить о деформации вещества Земли вообще. Этот вопрос всегда должен быть адресован некоторому конкретному объему. Другими словами, имеет место иерархичность тектонических движений и деформаций. В масштабе всей геосферы в целом последняя не подвергается ни поступательному движению или вращению, поскольку ее подошва, кровля и характерные точки (центры ячеек) остаются неподвижными, ни деформации, поскольку составляющие ее характерные объемы (ячейки) сохраняют свою первоначальную форму. В масштабе же внутренних элементарных объемов ячейки (квадратов на рис. 49) имеет место сочетание поступательного движения, вращения и деформации этих объемов, что в совокупности может быть квалифицировано как тектоническое течение [57, 99].

Пока речь шла лишь об одной адвектирующей геосфере. Над ее кровлей располагается гидросфера или атмосфера, и этот вариант уже был рассмотрен. Под ее подошвой находится другая геосфера, которая может вести себя по-разному. Если эта геосфера обладает значительно более высокой вязкостью, то она при адвекции в верхней геосфере может оставаться в покое (см. экспериментальную модель с твердым фундаментом на рис. 42). Если же в нижней геосфере также происходит адвекция, то на их общей горизонтальной границе должно иметь место "резонансное" совпадение величин горизонтальных скоростей элементарных объемов. Другими словами, под каждой адвективной ячейкой верхней геосферы должна располагаться такой же ширины ячейка нижней геосферы, с противоположным направлением вращения вещества внутри нее (сохраняется указанное выше правило смены знака вращения в смежных ячейках, только теперь смежных не по горизонтали, а по вертикали). Но это означает, что под поднятием в верхней ячейке находится впадина ("корень") в нижней ячейке, а под впадиной в верхней ячейке – поднятие ("антакорень") в нижней, о чем говорилось выше применительно к поднятию Большого Кавказа и смежным с ним прогибам. Как и для верхней геосферы, для нижней также может быть установлена иерархия движений и деформаций: в масштабе всей геосферы она не подвергается ни поступательному движению, ни вращению, ни деформации, поскольку этим процессам не подвержены ее элементарные объемы – ячейки.

Названным процессам подвержены лишь более мелкие элементарные объемы, составляющие ячейку. Думается, что именно в таком ключе можно разрешить один из крупных "парадоксов" геотектоники – недислоцированность геосфер при дислоцированности их внутренних границ. Напомним, что в нашем случае горизонтальное положение сохраняют граница между верхней и нижней корой (смена направления выпуклости изолиний сейсмической скорости, см. рис. 48), а также граница между астеносферой и мезосферой (главным образом по данным А.В. Чекунова [165]). Кроме того, с указанными выше оговорками сохраняет горизонтальное положение кровля верхней геосферы. Таким образом, верхняя геосфера (верхняя кора) и нижняя геосфера (нижняя кора плюс наастеносферная мантия плюс астеносфера) в процессе адвекции остаются на соответствующем иерархическом уровне недислоцированными и недеформированными, в первом приближении¹.

Необходимо подчеркнуть, что описанная выше многоярусная (в данном случае двухъярусная) адвекция по своему рангу является однопорядковой. Все пространство адвектирующих геосфер разбито на ячейки, пусть и отличающиеся по размерам (выше говорилось о ячейках примерно 100x15 км в верхней геосфере и 100x100 км – в нижней), но относящиеся к одному рангу в том смысле, что ни одна из них не является составной частью другой. Все они – соседи, связанные друг с другом подобно шестеренкам в едином механизме.

Однако в тектоносфере Большого Кавказа имеются адвективные ячейки другого ранга, как более мелкие, так и, наоборот, более крупные. Начнем с более мелких.

В первом разделе данной главы говорилось о том, что многие характерные черты складчатой структуры Большого Кавказа могут быть объяснены в свете концепции термофлюидной адвекции, происходящей в альпийском осадочном чехле (с захватом верхней части фундамента), подробно рассмотренной в теоретическом плане в работе [55], а применительно к данному региону в работах [128, 175]. Движущей силой этого процесса является возникновение инверсии плотности в чехле под влиянием теплового импульса, проникшего в чехол из более глубинных геосфер, который вызывает начальный метаморфизм чехла. Типичной адвективной ячейкой при этом является тот участок чехла, который располагается между смежными зонами восходящего и нисходящего потоков, структурно выраженным в виде смежных антиклиниория и синклиниория.

Если бы адвекция происходила только в чехле, то, опираясь на предыдущие рассуждения об адвектирующей геосфере, мы имели бы следующие структурные признаки такой адвекции.

1. Горизонтальное положение подошвы адвектирующей геосферы, в данном случае чехла, с затуханием антиклиниориев и синклиниориев при приближении к этой подошве.

¹ Второе приближение, с учетом указанной выше асимметрии поднятия Большого Кавказа и его корня, будет рассмотрено ниже.

2. Отсутствие вергенции и симметрия антиклиниориев и синклиниориев с вертикальным положением их осевой поверхности.

3. Горизонтальное сокращение и складчатость в нижней части антиклиниориев и компенсирующее горизонтальное растяжение и отсутствие складчатости в нижней части синклиниориев (в верхней части это не обязательно, поскольку, как говорилось выше, вместо горизонтального растяжения в сводах антиклиниориев и горизонтального сокращения в синклиниориях там могут происходить, соответственно, денудация и осадконакопление).

4. Параметры складчатости, по методике Ф.Л. Яковлева, характеризуются лишь адвективной компонентой, без "внешнего" сжатия.

Ни один из этих структурных признаков в реальной складчатой структуре не проявлен. Антиклиниории и синклиниории продолжаются в фундаменте. Эти структуры обладают часто общей вергентностью (характерный пример – Сванетский антиклиниорий). В нижней части синклиниориев вместо горизонтального растяжения фиксируются следы горизонтального сокращения в виде складчатости. По параметрам складчатости выявляется не только адвективная компонента (убывающая по направлению к периклинальям антиклиниориев), но и компонента "внешнего" сжатия (относительно постоянная от места к месту).

Все это свидетельствует о том, что альпийский чехол участвует не только в той системе адвективных движений, которые мы назвали частными и которые охватывают только сам чехол, но и в другой системе адвективных движений, которые мы назвали общими и которые охватывают всю верхнюю кору, т.е. систему чехол–фундамент. Эти общие адвективные движения деформируют ячейки частной адвекции двояким образом. Во-первых, они производят общее горизонтальное сокращение этих ячеек. Во-вторых, они производят в них горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости. В результате подошва чехла, являющаяся внутренней границей в верхней коре, искривляется, в нижней части синклиниориев появляется складчатость, а сами антиклиниории и синклиниории приобретают асимметрию. При этом получает объяснение тот факт, что в синклиниориях, где общее сжатие складывается с частным растяжением, складчатость имеет меньшую интенсивность, чем в антиклиниориях, где общее сжатие усиливает частное сжатие. Адвективная компонента Ф.Л. Яковлева обусловлена частной адвекцией, а компонента "внешнего" сжатия – общей адвекцией. Соотношение частных и общих адвективных движений в виде структурного результата хорошо просматривается на тонкослоистой модели (см. рис. 42). На этом рисунке видно, что наиболее заметная кровля "черной" пачки слоев (как, впрочем, и другие границы между пачками и слоями) образует не только частные антиклиниории и синклиниории, но и общий подъем в центре и опускание по краям (мегантиклиниорий и передовые прогибы), а антиклиниории и синклиниории асимметричны, поскольку общие адвективные движения обусловили центростремительное нагнетание "черного" материала в нижней части образца и компенсирующее растекание материала в верхней части последнего.

Рассуждая по аналогии, по принципу экстраполяции, можно утверждать, что крупные антиклинали и синклинали, осложняющие антиклиниории и синклиниории, являются результатом интерференции адвективных движений уже трех рангов – общей адвекции, частной адвекции и локальной адвекции (последний термин предложили А.В. Вихерт и М.А. Гончаров). Локальная адвективная ячейка ограничена осевыми поверхностями смежных крупных антиклинали и синклинали. Если эти крупные складки осложняют антиклиниорий, в ядре которого, как говорилось выше, суммируются общее и частное горизонтальное сокращение, то в этой обстановке повышенного горизонтального сжатия морфологическая сложность крупных складок достаточно высока, и складчатость на таких участках по своим морфологическим показателям приближается к "идеально голоморфной". Если же крупные складки осложняют синклиниорий, где общее горизонтальное сокращение суммируется с частным горизонтальным растяжением, и суммарное (алгебраическое) сокращение меньше, то в такой обстановке морфологическая сложность складчатости понижена, и становится более заметным контраст между участками локального сжатия (крупные антиклинали) и локального растяжения (крупные синклинали) с тенденцией к гребневидности (промежуточности) складчатости.

Сочетание локальных и общих адвективных движений имело место в Известняковом Дагестане. Первые обусловили формирование коробчатых складок; локально-адвективные признаки этой складчатости описаны А.А. Сорским и В.Н. Шолпо [150]. Вторые ответственны за становление и продвижение к северо-востоку покрова Известнякового Дагестана, а также за целый ряд характерных "коллективных" черт названной складчатости, описанных выше (субгоризонтальное зеркало, закономерная вергентность, выпуклость к северо-востоку осей в плане, затухание при приближении к флангам Дагестанского клина).

В соответствии с логикой предшествовавшего изложения возникает естественный вопрос: если общая адвекция приурочена ко всей верхней коре в целом, частная – к альпийскому осадочному чехлу (с верхами фундамента), то не охватывает ли локальная адвекция столь же локальную геосферу? В одних случаях дело обстоит именно таким образом; пример – только что упомянутая локальная адвекция в Известняковом Дагестане, которая вся умещается только в мезозойской части чехла.

Однако в целом такая постановка вопроса неправомерна. Дело в том, что даже на участках развития складчатости, приближающейся по своей морфологии к "идеально голоморфной", как это имеет место в ядрах антиклиниориев на достаточном удалении от их периклиналей, даже самая мелкая складчатость не является абсолютно подобной, когда складка продолжается вниз и вверх по разрезу без изменения своей морфологии. В действительности и открытые и тесно сжатые складки рано или поздно затухают как вниз, так и вверх по разрезу. Но это обстоятельство в соответствии с концепцией компенсационной организации тектонического течения [56] означает, что при формировании такой складки наряду с несомненным "внешним" по отношению к ней сжатием

играла роль и адвективная компонента (по терминологии Ф.Л. Яковлева), пусть и незначительная.

Проиллюстрируем эту мысль простейшей моделью складкообразования, которая довольно часто фигурирует в зарубежной литературе ("single layer"), но никогда не анализировалась с интересующей нас точки зрения. Если взять исходный квадрат со сплошной, но неслоистой средой внутри и подвергнуть его горизонтальному сжатию, то он превратится в равноплощадной (в силу постоянства объема при деформации) прямоугольник, вытянутый по вертикали. Если же в середину этого квадрата поместить тонкий слой "single layer" с вязкостью, значительно превышающей вязкость окружающей среды, то при деформации он изогнется в прямые складки. Точки перегиба на крыльях складок, где слой изменяет направление своей выпуклости, будут в силу симметрии по-прежнему равно отстоять от подошвы и кровли окружающей среды. Например, при двукратном общем горизонтальном удлинении эти точки будут отстоять от подошвы и кровли тоже в 2 раза дальше, чем в исходном положении. Однако с точками шарниров складок дело обстоит иначе. Шарниры антиклиналей удаляются от подошвы модели более чем в 2 раза, зато их расстояние от кровли увеличится менее чем в 2 раза. Для шарниров же синклиналей будет иметь место обратное соотношение. Но это означает, что наряду с общим горизонтальным сокращением модели присутствует и адвективная компонента: некоторое горизонтальное перемещение материала из-под антиклиналей в сторону смежных антиклиналей в нижней части модели и компенсирующее перемещение материала со склонов антиклиналей в сторону смежных синклиналей в верхней части модели.

Таким образом, имеются все основания построить следующий адвективный иерархический ряд:

1. Общая адвекция. Охватывает всю верхнюю кору в целом и "состыкована" с адвекцией того же ранга в системе нижняя кора – надастено-сферная мантия–астеносфера. Ответственна за формирование мегантиклинория Большого Кавказа и смежных прогибов (а сопряженная с ней адвекция нижнего яруса – за формирование "корня гор" и "антикорней"). Ячейки адвекции в первом приближении не деформированы (о следующем приближении речь пойдет ниже).

2. Частная адвекция. Охватывает альпийский осадочный чехол (с верхами фундамента). Ответственна за формирование антиклиниориев и синклиниориев. Ячейки адвекции деформированы тем "внешним" по отношению к ним горизонтальным сжатием и горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости, которые обусловлены общей адвекцией.

3. Локальная адвекция. Охватывает часть осадочного чехла. Ответственна за формирование крупных складок. Ячейки адвекции деформированы при интерференции общей и частной адвекции.

4. Локальная адвекция более мелких рангов. Вносит вклад в оформление мелких складок.

В названном иерархическом ряду при формировании структур постепенно убывает адвективная составляющая и нарастает составляющая

"внешнего" сжатия как сумма адвективного эффекта более крупных рангов.

Теперь рассмотрим, в следующем приближении, вопрос о деформации ячеек общей адвекции. Напомним, что применительно к Восточному Кавказу речь идет о Дагестанской ячейке (ограниченной с юго-запада осью мегантиклиниория Большого Кавказа, а с северо-востока – осью Терско-Каспийского передового прогиба) и о Закавказской ячейке (юго-западным ограничением которой является ось Куринского межгорного прогиба). Обе ячейки ограничены снизу субгоризонтальной границей верхней и нижней коры, на которой происходит изменение направления выпуклости изолиний сейсмической скорости (см. рис. 48). Под ними располагаются обладающие той же шириной, но гораздо большим размером по вертикали ячейки нижнего яруса адвекции с подошвой на границе астеносфера и мезосфера.

Уже само горизонтальное расположение границы двух ярусов адвекции делает сомнительным предположение о значительном общем горизонтальном сжатии всех названных четырех ячеек. В то же время некоторое смещение "корня" гор под Большим Кавказом к северо-востоку относительно оси поднятия, а также асимметрия как Куринского межгорного прогиба, так расположенного под ним "антакорня", говорит о деформации этих ячеек, выраженной в виде горизонтального сдвигания в горизонтальной плоскости, направленного таким образом, что создается впечатление пододвигания мезосферы под тектоноферу в северо-восточном направлении, т.е. некоей "глубинной субдукции", когда в отличие от концепции тектоники плит в пододвигании участвует не литосфера, а более глубинная относительно жесткая оболочка – мезосфера. Если это действительно так, то мы имеем дело с ячейкой еще более крупного ранга, ответственной за движение глобального масштаба типа коллизии Аравийской и Скифской плит. Однако в рамках данной работы дальнейшая конкретизация этой модели неуместна.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ПОДОПЛЕКА ИЕРАРХИЧЕСКИ ОРГАНИЗОВАННОЙ АДВЕКЦИИ

Как известно, конвекция (а адвекция – это, как уже было сказано, ограниченная по амплитуде конвекция) может быть свободной или вынужденной. Свободная конвекция происходит исключительно под действием силы тяжести в обстановке инверсии плотности, а вынужденная конвекция – под действием других внешних сил. Типичный пример свободной конвекции – это конвекция, возникающая в бесконечном горизонтальном слое жидкости при однородном подогреве снизу. В этом примере, когда тепловая энергия непосредственно переходит в механическую, "свобода" конвекции заключается в "свободе выбора" системой наиболее энергетически выгодной формы ячейки. А энергетически выгодной в данном случае оказывается квадратная в вертикальном разрезе форма. Эта "выгода" состоит в том, что в центральной части такой ячейки траектории движения частиц жидкости почти круговые, и поэтому там осу-

ществляется практически "жесткое" (без деформации) вращение жидкости, подобно колесу, с минимальным внутренним трением.

Несоблюдение условий бесконечности горизонтального слоя или однородности подогрева приводит к удлинению ячеек по горизонтали [54]. Так, в эксперименте, где тонкослоистая модель была ограничена сбоку, при однородном подогреве снизу были возбуждены не только частные адвективные движения, создавшие антиклинарии и синклинарии, ширина которых соизмерима с мощностью адвектирующей толщи (ячейки, близкие к квадратным), но и общие адвективные движения, создавшие мегантиклинарий, ширина которого значительно больше мощности той же толщи (ячейки, вытянутые по горизонтали), о чем уже говорилось выше (см. рис. 42).

При неоднородном подогреве снизу, особенно если прогрев локализован в узкой зоне, изотермы приобретают наклон, образуя широкую "термальную антиклиналь", которая провоцирует возникновение столь же широкого структурного поднятия, ширина которого также значительно больше мощности адвектирующего слоя [55, 75].

Типичным примером адвекции, вынужденной лишь внешним механическим воздействием, могла бы быть описанная выше модель В.Н. Ларина (см. рис. 43), если бы материал этой модели был более текучим и не образовал бы на ее поверхности неестественно высокий рельеф. В этом случае внешнее горизонтально-сдвиговое усилие, приложенное к подошве модели, вызвало бы не только центростремительное течение материала в нижней части модели (что хорошо видно на рисунке), но и компенсирующее центробежное течение в верхней части модели со всеми атрибутами адвекции. Ячейки такой модели также вытянуты по горизонтали.

Следует подчеркнуть, что при организации адвекции в виде квадратных ячеек горизонтальные и вертикальные адвективные движения примерно равноправны, а при горизонтальной вытянутости ячеек резко преобладает горизонтальная компонента движений [55].

Другой пример адвекции, вынужденной внешним механическим воздействием, – описанная выше модель единственного тонкого слоя (single layer), окруженного значительно менее вязкой окружающей средой. Здесь форма ячеек, каждая из которых ограничена осевыми поверхностями смежных антиклинали и синклинали, образованных этим слоем в процессе горизонтального сжатия модели, постепенно изменяется при прогрессирующей деформации в сторону уменьшения ширины и компенсационного увеличения высоты. При достаточно большой величине горизонтального сокращения модели ячейки сильно вытягиваются по вертикали.

Теперь, после этих предварительных замечаний, можно перейти к характеристике энергетики иерархически организованной адвекции. Начнем с самого крупного ранга адвективных ячеек.

Ячейки нижнего яруса общей адвекции, охватывающей в совокупности астеносферу, надастеносферную мантию и нижнюю кору, как уже говорилось, соразмерны по ширине и высоте (примерно 100x100 км) и

приурочены к области разогретой мантии (см. выше). Это дает основание полагать, что в нижнем ярусе имела место свободная тепловая адвекция, причиной которой явилась инверсия плотности между астеносферой и вышележащей мантией. В то же время деформированность этих ячеек посредством горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости свидетельствует о сопряженности этого процесса с пододвиганием подстилающей мезосфера в северо-восточном направлении. Такое пододвигание, возможно, связанное с коллизией Аравийской и Скифской плит, само по себе не могло вызвать названную адвекцию, но оно могло сыграть роль катализатора последней и обеспечить синхронизацию этого процесса в масштабе всего Альпийского горноскладчатого пояса. Однако главный энергетический источник этого процесса – разогретая астеносфера под этим поясом, что хорошо показано в недавней публикации А.В. Чекунова [165].

Ячейки верхнего яруса общей адвекции, охватывающей всю верхнюю кору, вытянуты по горизонтали (примерно 100x15 км). Это дает основание считать адвекцию в этом ярусе вынужденной и обусловленной свободной адвекцией в нижнем ярусе, которая через их общую границу передала соответствующее механическое усилие. Нечто подобное воспроизвел в своей уже упоминавшейся модели В.Н. Ларин (см. рис. 43).

Этот процесс, обусловив формирование мегантклиниория Большого Кавказа и смежных прогибов, в то же время катализировал термофлюидную адвекцию в альпийском осадочном чехле. Соразмерность ширины антиклиниориев и синклиниориев, возникших при этой адвекции, с мощностью адвектирующего чехла говорит об ее относительно "свободном" характере. Существенной движущей силой адвекции этого типа была собственная внутренняя энергия, воплощенная в термофлюидной инверсии плотности.

А вот локальная адвекция, компонента которой сыграла некоторую роль при формировании складок, по-видимому, является вынужденной. Как уже говорилось, ее роль убывает при переходе от более крупных ко все более мелким складкам.

Все, о чем говорилось до сих пор, представляло собой в основном картину компенсационной организации тектонического течения в вертикальной плоскости. Между тем, появляются данные, в том числе и по Большому Кавказу, об аналогичной организации течения также и в горизонтальной плоскости, в частности о выжимании материала из одних участков и нагнетании его в другие участки вдоль простирания складчатой структуры [85]. Однако это совершенно особая тема, связанная с анализом структурных рисунков в плане. Исследования в этом направлении только начинаются.

Завершим же мы наше изложение констатацией того, что зарождающаяся концепция иерархической организации адвекции в тектоносфере, как показывает пример Большого Кавказа, представляет собой весьма перспективное направление дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал по складчатым деформациям Большого Кавказа позволяет сделать некоторые общие выводы, которые, с одной стороны, подтверждают ранее установленные и известные представления, а с другой, – во многом углубляют и заставляют по-новому осмыслить весь процесс развития и становления складчатой области. Пример Большого Кавказа в этом смысле является весьма показательным – хорошая геологическая изученность этой области дает возможность на общем фоне ее геологического строения исследовать более подробно многие существенные детали структуры и внутренней анатомии как отдельных складок, так и целых складчатых зон, а также установить важные общие закономерности, касающиеся организации структуры складчатой области в целом.

На новом уровне и с большей детальностью на более обширном фактическом материале подтверждается вывод в том, что Большой Кавказ представляет собой очень закономерно построенную складчатую область. При всей сложности и неоднородности внутреннего устройства во всех сегментах Большого Кавказа выступает его антиклиниорное строение, при этом обладающее многообразными характеристиками внутренней симметрии и антисимметрии, закономерной вергентностью и дивергентностью. Мегантиклинорий Большого Кавказа предстает как полно развитая и упорядоченно организованная единая складчатая структура, сформировавшаяся в процессе делительного и сложного, но одностороннего процесса тектогенеза. Неоднородное, но закономерное распределение складчатых деформаций на площади служит показателем изменяющейся интенсивности этого процесса. Особенно важна в этом смысле неоднородность интенсивности деформаций в зоне полной складчатости, выявленная на полукаличественной основе авторами настоящей работы.

Обобщение всех данных по складчатости Большого Кавказа в сопоставлении с основными закономерностями истории геологического развития позволяет подтвердить выдвинутое ранее и разработанное преимущественно на базе кавказского же материала представление об адвективном процессе, как основном и главном, ответственном за формирование наблюдающейся структуры. Более того, новые данные по структуре ядерной части инверсионных антиклиниориев показывают, что термофлюидная адvection, охватывающая нижнюю часть доинверсионного комплекса осадков, затрагивает также и более жесткие породы подстилающего глинистую толщу фундамента. Эти породы оказываются способными не только быть вовлеченными в этот процесс, но и образуют ядро прорывающихся внутри общей массы внедрившихся аспидносланцевых толщ. Возникает структура, которую можно характеризовать как "диапир в диапире". Тектонофизические эксперименты последних лет подтверждают принципиальную физическую возможность такого процесса.

Однако более важно, что распределение складчатых деформаций на площади и общая конфигурация складчатой области вместе с некоторыми данными по глубинному строению позволяют развить гипотезу

адвекции, усложнив ее на основе теоретических и экспериментальных разработок. Общие представления об этом процессе дополняются возможностью классификации, т.е. выявления различных типов и разновидностей адвекции. На примере Большого Кавказа удается показать и конкретизировать не только термофлюидную адвекцию, являющуюся, с другой позиции, свободной, но и вынужденную, механическую адвекцию.

Существенно, что удается более определенно, чем это удавалось раньше, сформулировать представление об иерархичности процесса адвекции. Мысль о том, что адвективные процессы являются основным и главным способом передачи энергии и выравнивания термодинамических неоднородностей в литосфере, позволила выстроить непрерывный ряд от мантийных диапиров до соляных куполов и затрагивала проблему иерархии только в самой общей форме. Теперь же, опираясь на выдвиннутое предложение различать общие, региональные и локальные (нескольких рангов) адвективные движения, удалось на примере Большого Кавказа конкретизировать эти представления. Причем, если свободная и вынужденная адвекция могут надстраивать друг друга, образуя этажи, разделяющие литосферу на ряд субгоризонтальных слоев, то иерархические ранги адвекции вкладываются один в другой, занимая одно и то же пространство. В результате этого происходит интерференция и перемещений и деформаций, либо усиливающих, либо ослабляющих друг друга в зависимости от взаимного расположения ячеек разного ранга.

Эти представления, разработанные и проиллюстрированные на материале по Большому Кавказу, должны, как нам кажется, решительно повлиять на отношение к комплексам горных пород, испытавших деформации в тектонически активных областях, как к пассивным телам, подвергающимся тем или иным воздействиям. В рамках представлений термофлюидной адвекции приходилось говорить раньше о некоторых активно деформированных объемах пород и комплексах, пассивно воспринимающих деформации. Это было, разумеется, некоторой условностью, поскольку невозможно решить, кто в адвективном процессе играет иницирующую, а стало быть активную роль — легкие, разуплотненные массы, внедряющиеся вверх, или более плотные комплексы, погружающиеся вниз. Их роль равноправна в этом процессе. А иерархическая организация адвекции делает разграничение деформированных толщ по такому признаку вообще бессодержательным. В сложной ситуации термодинамических неравновесий горные породы, поглощая энергетический импульс, стремятся к выравниванию неравновесности, преодолевают ее, занимают положение, приближающееся к равновесию, испытывая на этом пути деформации. И, очевидно, это происходит во взаимосвязанной иерархически построенной системе, а весь процесс имеет явные признаки самоорганизации. Исходным и инициирующим является энергетический импульс, подходящий к литосфере из глубоких горизонтов мантии, а после этого происходит переработка и преобразование этой избыточной энергии. И в этой ситуации все комплексы пород ведут себя одинаково в смысле активности или пассивности, но по-разному в соответствии со своими физико-химическими и реологическими свойствами.

Представления о многоэтажной (двухэтажной, по крайней мере) и иерархической адвекции не оставляют места для процессов, вытекающих из концепции тектоники плит. Взаимосвязанная система адвективных ячеек заполняет все пространство литосферы, обеспечивая все наблюдаемое разнообразие процессов структурообразования. Разумеется, изменяющиеся обстановки растяжения и сжатия, нагнетания и оттока материала, взятые изолированно, могут создать впечатление, что мы встречаемся со спредингом или субдукцией, или иными ситуациями, предусмотренными этой концепцией. Однако очень важно в каждом конкретном случае точно определить ранг явления, с которым мы имеем дело, решая ту или иную задачу, и в соответствии с этим, опираясь на принципы непрерывности и компенсации, выявить всю систему сопряженных явлений и процессов. Система сопряженной адвекции вполне может обеспечить и обеспечивает значительные и вертикальные и горизонтальные перемещения материала, а в ряде случаев горизонтальные перемещения превосходят вертикальные амплитуды, но это не имеет отношения к той схеме горизонтальных смещений литосферы, которая предусматривается концепцией тектоники плит.

Опыт проведенного исследования показывает, что возможностями изучения такой складчатой области, как Большой Кавказ далеко не исчерпаны. Значение полученных выводов не ограничивается рамками только Большого Кавказа, поскольку он не является уникальной, единственной в своем роде структурой. Хорошо известны структурные аналоги этой области в различных складчатых системах самых разных подвижных поясов, формировавшихся на разных этапах эволюции тектоносферы. В Средиземноморском подвижном поясе к таким аналогам Большого Кавказа в целом или отдельных его частей относятся Пиренеи, Копет-Даг, восточная часть Памира; среди герцинид – Рейнские Сланцевые горы, Южный Тянь-Шань; среди мезозоид Северо-Востока – Верхоянский антиклиниорий и Иньяли-Дебинская зона смятия; с некоторой долей условности подобие в структуре и развитии может быть выявлено для некоторых сегментов Канадских Кордильер. Для всех этих областей может быть с пользой применена модель многоярусной иерархической адвекции, в каждом случае, безусловно, требующая определенной модификации применительно к конкретным геологическим данным и условиям глубинной структуры литосферы. Значение предлагаемой модели развития складчатой области не ограничивается использованием ее в системах сходного строения, т.е. в областях с "вертикальной" тектоникой. Опыт показывает, что адвективная модель "работает" в областях преимущественного развития "горизонтальной" покровной тектоники.

Очевидно, на новом этапе исследований во главу угла должен быть поставлен вопрос о закономерностях организации структуры на плоскости, чтобы система адвективных ячеек и движений приобрела трехмерность. Такие исследования структурных рисунков и закономерностей пространственной организации структуры с разных позиций начаты многими исследователями, в том числе и в различных частях Средиземноморского подвижного пояса, включающего Большой Кавказ. Это дает основание надеяться, что в обозримое время мы получим новые результаты, углубляющие наши знания о процессах тектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамирзоев Р.А. Сейсмотектоника Азербайджанской части Большого Кавказа. Баку: Элм, 1987. 123 с.
2. Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. С. 273–292.
3. Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 67 с.
4. Адамия Ш.А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 98–111.
5. Адамия Ш.А., Балаадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. С. 70–84.
6. Адамия Ш.А., Кипиани Я.Р., Чичуа Г.К. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 40–47.
7. Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
8. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
9. Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 110 с.
10. Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Ниуари Г.А. Новые данные об изостазии Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 2. С. 3–15.
11. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
12. Афанасьев С.Л. Флишевые формации мезозоя–кайнозоя Большого Кавказа // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 17–33.
13. Афанасьев С.Л. Флиш прогибов южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия СССР: Верхний мел. М.: Недра, 1986. С. 218–228.
14. Афанасьев С.Л. Унифицированная стратиграфическая схема верхнего мела Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 140–146.
15. Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Там же. С. 106–110.
16. Белов А.А. Альпы, Балканы и Большой Кавказ в палеозое: Сравнительная характеристика тектонического развития // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 6. С. 5–25.
17. Белоусов В.В. Большой Кавказ // Тр. ЦНИГРИ. 1938. Вып. 108. 100 с. 1939. Вып. 121. 92 с.; 1940. Вып. 126. 175 с.
18. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
19. Белоусов В.В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа: В связи с проблемой происхождения складчатости // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 261–275.
20. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

21. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.
22. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
23. Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9–13.
24. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
25. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолло В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области: По геологическим данным. М.: Наука, 1975. 139 с.
26. Борисов Б.А., Рогожин Е.А. Изучение тенденций геологического развития Копетдага в связи с проблемой прогноза землетрясений // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн. и геол. наук. 1980. № 6. С. 90–96.
27. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
28. Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С. 23–29.
29. Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32–44.
30. Бронгулеев В.В. Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 292 с.
31. Бунин Г.Г. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане // Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР. 1960. Вып. 2. С. 176–203.
32. Бунин Г.Г. Рудоносность и основные черты металлогении горного Дагестана // Там же. 1961. Вып. 3(1). С. 59–61.
33. Вассоевич Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье // Зап. ВМО. 1940. Ч. 69, № 2/3. С. 9–18.
34. Вассоевич Н.Б., Хайн Б.Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 76–79.
35. Видяпин Ю.П., Рогожин Е.А., Сомин М.Л. Альпийская складчатость в Краснополянском пересечении осевой области Большого Кавказа // Тез. докл. VI Краевой конф. по геологии и полез. ископаемым Большого Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 135–136.
36. Видяпин Ю.П., Рогожин Е.А., Сомин М.Л. О наложенных складчатых деформациях в юрских толщах Большого Кавказа // Сб. АН ГССР. 1986. Т. 122, № 3. С. 553–556.
37. Вихерт А.В. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости // Вопросы геonomии. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 34–90.
38. Вихерт А.В. О конвективной складчатости и ее отличиях от складчатости внешнего сжатия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 12. С. 3–9.
39. Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
40. Вышневский Л.Е., Панина Л.В. Палеотектонические аспекты формирования верхнеюрских карбонатных и эвапоритовых толщ Терско-Каспийского прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 175–190.
41. Гамкрелидзе И.П. Краевая складчатость в северном крыле Рачино-Лечхумской синклинали // Вопросы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниреба, 1964. С. 395–406.
42. Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 28–36.
43. Гамкрелидзе И.П., Гиоргбиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 35–39.
44. Гамкрелидзе П.Д. Тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 10: Грузинская ССР: Геологическое описание. С. 453–491.

45. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
46. Гасанов А.Г., Рогожин Е.А., Мамедов Т.Я., Славина Л.Б. Тектонический контроль слабой сейсмичности восточной части Большого Кавказа // Изв. АН АзССР. Сер. науки о Земле. 1987. № 1. С. 20–27.
47. Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. 216 с.
48. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
49. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. 269 с.
50. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. Геологическое описание М.: Недра, 1968. 759 с.
51. Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 520 с.
52. Гиоргобiani T.B. Экспериментальное исследование механизма образования альпийской структуры Большого Кавказа // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 235–237.
53. Годзиковская А.А., Рейнер Г.И. Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа // Геотектоника. 1989. № 3. С. 15–25.
54. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
55. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
56. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 52–56.
57. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения: На примере аллохтонного Дагестанского клина Большого Кавказа // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 88–90.
58. Гохберг М.Б., Рогожин Е.А., Войтов Г.И. и др. Реакция геологических структур на импульсивное воздействие крупных взрывов // Геотектоника. 1988. № 5. С. 3–14.
59. Григорьянц Б.В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку: Изв-во АН АзССР, 1962. 192 с.
60. Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на юго-восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42–53.
61. Гутерман В.Г. Механизм тектогенеза: По результатам тектонофизического моделирования. Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.
62. Гущин А.И., Дотдуев С.И., Короновский Н.В. и др. Строение Варандинской антиклинали в известняковом Дагестане // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1986. № 4. С. 24–30.
63. Гущин А.И., Панов Д.И. Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Там же. 1992. № 2. С. 25–37.
64. Долгинов Е.А. Строение и происхождение юрских депрессий высокогорного Кавказа // Сов. геология. 1958. № 11. С. 68–85.
65. Долицкий А.В. Реконструкция тектонических структур. М.: Недра, 1978. 149 с.
66. Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
67. Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 82–92.
68. Дотдуев С.И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана // Геотектоника. 1990. № 3. С. 59–69.
69. Пробышев Д.В. От Самура до Главного хребта и зона Шах-Дага // Тр. НГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 3. С. 1–42.
70. Исаев Б.М., Гаджиев Т.Г., Али-Заде С.А., Кенгерли Т.Н. Тектонические

покровы и олистостромовые комплексы юго-восточного Кавказа // Геотектоника. 1981. № 1. С. 70–84.

71. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46–54.

72. Кашкай М.А., Тамразян Г.П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1967. 75 с.

73. Кенгерли Т.Н., Ахундов А.Б. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа // Сов. геология. 1988. № 10. С. 42–52.

74. Кер А. Альпийские цепи центрального Средиземноморья: Северные районы Алжира и Туниса // Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. С. 60–74.

75. Кирдяшкин А.Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астено-сфере. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.

76. Кириллова И.В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне южного склона Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 36, 1961. № 1. С. 24–39.

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

78. Кириллова И.В. Увеличение объема горных пород – один из возможных причин тектонических деформаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 1. С. 93–101.

79. Кириллова И.В. О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 11, № 3. С. 17–33.

80. Кириллова И.В. К вопросу об условиях образования мелких дисгармонических складок во флишевой зоне: На примере южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 2. С. 3–18.

81. Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.

82. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).

83. Копничев Ю.Ф., Белоусов Т.П., Нурмагамбетов А.Н., Рогожин Е.А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии Тянь-Шаня и их связь с тектоникой и сейсмичностью // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 325–329.

84. Копничев Ю.Ф., Панфилова Т.В., Рогожин Е.А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии Копетдагско-Каспийского региона и их связь с тектоникой и сейсмичностью // Там же. 1990. Т. 310, № 6. С. 1339–1341.

85. Конн М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. . . дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1991. 35 с.

86. Короновский Н.В. Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 6. С. 7–14.

87. Короновский Н.В. Кавказ: Нерешенные проблемы геологии // Там же. 1990. № 4. С. 3–11.

88. Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: Достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 5–21.

89. Короновский Н.В., Кожевников А.В., Панов Д.И. и др. История геологического развития и формирование структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Там же. С. 147–174.

90. Криволуцкий А.Е. История формирования складчатых структур и вопросы мезозойской складчатости Дагестана: Материалы по геологии и металлогении Цен-

трального и Западного Кавказа // Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста. 1960. Вып. 6. С. 64—77.

91. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 101 с.
92. Лахи Ф.Х. Полевая геология. М.: Мир, 1966. Т. 1. 482 с.
93. Левкович Р.А., Асманов О.А. Сейсмоактивная область: Дагестанский клин // Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР. 1986. Вып. 33. С. 5—17.
94. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с.
95. Леонов Ю.Г. Тектоника нижне-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 1967. № 3. С. 32—48.
96. Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Там же. 1969. № 6. С. 31—38.
97. Ломизе М.Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 202 с.
98. Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте // Геотектоника. 1987. № 2. С. 14—23.
99. Лукъянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.
100. Масляев Г.А. Особенности формирования структуры Предкавказья в кайнозое // Геотектоника. 1990. № 4. С. 52—60.
101. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
102. Милановский Е.Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов // Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология. 1972. № 4. С. 3—18.
103. Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его рамы в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 11—35.
104. Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
105. Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
106. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектонических районирование горной области. М.: Недра, 1977. 141 с.
107. Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, № 3. С. 21—36.
108. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 534 с.
109. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154—207.
110. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития: Ранняя и средняя юра // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13—24.
111. Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124—139.
112. Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений северо-западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 94—112.
113. Павленкова Н.И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 71—80.
114. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.

115. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости: Казахстан. Алма-Ата: Наука, 1974. 208 с.
116. Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. 134 с.
117. Пруцкий Н.И., Панов Д.И. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений Главного хребта Западного Кавказа // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1981. С. 16–24.
118. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
119. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. № 5. С. 50–107.
120. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–95.
121. Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
122. Рейснер Г.И. Особенности четвертичной тектоники южного склона Восточного Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 94–99.
123. Ренгартен В.П. Новые данные по тектонике Кавказа // Зап. ВМО. Сер. II. 1926. Ч. 55. С. 299–313.
124. Ренгартен В.П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа // Тр. III Всесоюз. съезда геологов. 1930. Вып. 2. С. 179–213.
125. Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1932. Вып. 148. С. 1–79.
126. Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 98 с.
127. Рогожин Е.А. Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости полной складчатости // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 78–93.
128. Рогожин Е.А. Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107–133.
129. Рогожин Е.А., Борисов Б.А. Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении // Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 116–126. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 27).
130. Рогожин Е.А., Борисов Б.А. Тектоническая обстановка в сейсмодислокации Газийского землетрясения 1984 г. // Там же. С. 135–142.
131. Рогожин Е.А., Ненахов В.М., Кузнецов Л.В. Структурная позиция верхнепалеозойских гранитоидных комплексов Туркестано-Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 3. С. 20–34.
132. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Мамедов Т.Я. Поперечная зональность восточной части Большого Кавказа // Исследование сейсмической опасности. М.: Наука, 1988. С. 15–20. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 29).
133. Рогожин Е.А., Шолло В.Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. 1988. № 5. С. 79–93.
134. Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Там же. 1983. № 3. С. 87–98.
135. Русанов А.Б., Яброва Л.А. Концентрически-радиальная речная сеть Кавказа // Геоморфология. 1974. № 4. С. 94–97.
136. Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
137. Сборщиков И.М., Казьмин В.Г. Тектоническая структура дизского комплекса (Сванетия) и условия его формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 27–39.
138. Седенко С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на

средне- и позднеальпийском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 208–247.

139. Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.

140. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 335 с.

141. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34–46.

142. Соколов Б.А., Соборнов К.О. История нефтегазообразования и нефтегазонакопления в связи с новыми направлениями поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 255–260.

143. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.

144. Сомин М.Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 122–129.

145. Сомин М.Л., Белов А.А. К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа // Геотектоника. 1967. № 1. С. 41–50.

146. Сомин М.Л., Видялин Ю.П. Альпийские деформации кристаллического фундамента Главного Кавказского хребта // Тез. докл. VI Краевой конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 129–130.

147. Сомин М.Л., Видялин Ю.П. Соотношение фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.

148. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 9–41.

149. Сорский А.А. Типы геосинклинальной складчатости Большого Кавказа и условия их формирования // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 303–317.

150. Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 134–170.

151. Станулис В.А., Хлуднев В.Ф. Некоторые проблемные вопросы геологии и нефтеносности Терско-Сунженского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 246–254.

152. Талицкий В.Г. Структурные уровни деформаций в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991. С. 297–301.

153. Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. 135 с.

154. Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

155. Хайн В.Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13–27.

156. Хайн В.Е. Сопоставление фиксируемых и мобилистических моделей тектонического развития Большого Кавказа // Там же. 1982. № 4. С. 3–13.

157. Хайн В.Е. Некоторые замечания к статье Е.А. Рогожина и В.Н. Шолпо "Недородность зоны полной складчатости Большого Кавказа" // Там же. 1988. № 5. С. 110.

158. Хайн В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.

159. Хайн В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13–27.

160. Хайн В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Там же. 1990. № 6. С. 20–31.

161. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные разломы на границе Центрального и

Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 26–43.

162. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа // Материалы по геологии северо-восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957. С. 6–179.

163. Халифа-заде Ч.М., Магомедов А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982, 276 с.

164. Хиллс Э.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 474 с.

165. Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.

166. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности формирования палеогеновых олистостромовых толщ северо-восточного Кавказа: Автограф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1991. 17 с.

167. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Петролого-геомеханические аспекты геодинамика Альпийского пояса // Всесоюз. конференции. "Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии", 26 февр.–4 марта 1990 г., Москва. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 99–109.

168. Шатский Н.С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области: Поволжье и Кавказ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–87.

169. Шевченко В.И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 42–77.

170. Шевченко В.И., Резанов И.А. Альпийский этап развития Кавказа. 1. Юрский период // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 6. С. 11–19.

171. Шенгелия Д.М. О генезисе дарьальских гранитоидов // Тр. Геол. Ин-та АН ГССР. Сер. минерал.-петрограф. 1961. Т. 6. С. 191–197.

172. Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 168 с.

173. Шолпо В.Н. Сложная складчатость в осадочных толщах // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 102–130.

174. Шолпо В.Н. Складчатость Сванетского антиклиниория // Геотектоника. 1973. № 4. С. 58–70.

175. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.

176. Шурыгин А.М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.

177. Шурыгин А.М. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе // Геотектоника. 1967. № 6. С. 98–104.

178. Щерба И.Г. Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 191–200.

179. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

180. Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости: На примере юго-восточного Кавказа // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31–48.

181. Яковлев Ф.Л. Исследование кинематических характеристик линейной складчатости на примере Большого Кавказа // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. II Всесоюз. симпоз. Киев, 1987. С. 124–125.

182. Ćićić S. Uporedna analiza ubranosti Dinarida Velikog Kavkaza. Sarajevo, 1985. 190 s.

183. Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of Alpine system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3137–3180.

184. Elliott E., Boyer D. Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1196–1230.

185. Emmons R.C. Strike-slip rupture patterns in sand models // Tectonophysics. 1969. Vol. 7, N 1. P. 71-87.
186. Harding T.P. The Newport-Inglewood trend, Californian example of wrenching style of deformation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57, N 1. P. 36-43.
187. Harding T.P. Petroleum traps associated with wrench faults // Ibid. 1974. Vol. 58, N 7. P. 1290-1304.
188. Harding T.P. Tectonic significance and hydrocarbon trapping consequences of sequential folding synchronous with San Andreas faulting, San Joaquin Valley, California // Ibid. 1976. Vol. 60, N 3. P. 356-378.
189. Hoeppener R. Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faulting // Geol. Rundsch. 1972. Bd. 61, H. 3. S. 56-62.
190. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled porous, solids and its application to overthrust faulting // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. P. 115-166.
191. Miljush P. Tectonic framework and evolution of the Dinarides // Tectonophysics. 1978. Vol. 44, N 1/4. P. 321-344.
192. Pavoni N. Faulting durch Horizontal-verschiebung // Eclog. geol. helv. 1961. Vol. 59. P. 515-534.
193. Ragan D.M. Structural geology: An introduction to geometrical techniques. N.Y.: Wiley, 1973. 398 p.
194. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
195. Rubey W.W., Hobbert M.R. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 2. Overthrust belt in geosinclinal area of western Wyoming in light of fluid pressure hypothesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. P. 167-206.
196. Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Ibid. 1970. Vol. 81. P. 1625-1640.
197. Tchalenko J.S. Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR) // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1975. Vol. 278, N 1275. P. 1-25.
198. Whitten E.M.T. Structural geology of folded rocks. Chicago: McNalley, 1969.
199. Wilson G. The geometry of cylindrical and conical folds // Proc. Geol. Assoc. 1967. Vol. 78, pt 1. P. 47-59.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СКЛАДЧАСТИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАБЛЮДЕНИЙ	8
Методика полевых работ, составления структурно-геологических разрезов и карт	8
Методика качественного и количественного анализа морфологической изменчивости полной складчатости	10
Влияние литологии дислоцированных пород на степень сложности складчатости	17
Глава II АЛЬПИЙСКАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА	21
Глава III СТРУКТУРА ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАСТИ	35
Структура осевой части Восточного Кавказа и Сланцевый Дагестан	35
Сванетский антиклиниорий	44
Структура зон южного склона юго-восточной части Большого Кавказа	48
Центральная часть флишевого синклиниория	54
Структура зон южного склона северо-западной части Большого Кавказа	59
Абхазо-Рачинская (Гагро-Джавская) зона	68
Известняковый Дагестан — северная окраина Восточного Кавказа	78
Тфанская зона — юго-восточная периклиналь Большого Кавказа	87
Гойтхский антиклиниорий — северо-западная периклиналь Большого Кавказа	99
Структурные соотношения пород доальпийского фундамента и альпийского чехла	105
Альпийская складчатая структура Большого Кавказа в целом	110
Глава IV РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ИХ СООТНОШЕНИЕ СО СКЛАДЧАСТЬЮ	120
Глава V ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ	128
Глава VI МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ	137
Частная адвекция в геосинклинальном чехле в масштабе антиклиниориев и синклиниориев	137
Общая адвекция в верхней коре в масштабе мегантиклиниория и смежных прогибов	152
Двухъярусная адвекция в тектоносфере	163
Адвекция и тектоника плит	168
Разноранговая структура Большого Кавказа как результат иерархически организованной адвекции в тектоносфере	170
Энергетическая подоплека иерархически организованной адвекции	177
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	180
ЛИТЕРАТУРА	183

18633