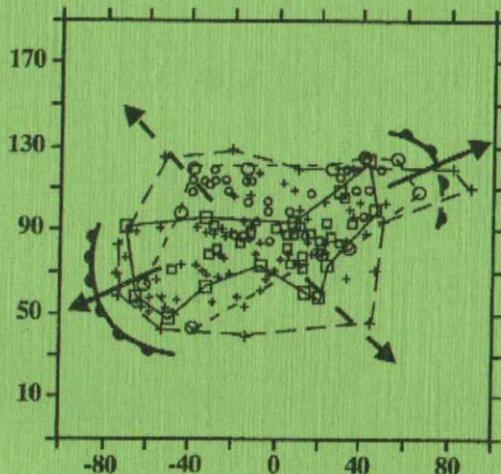


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю.ШМИДТА

Ф.Л.Яковлев

ДИАГНОСТИКА МЕХАНИЗМОВ
ОБРАЗОВАНИЯ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
ПО КОЛИЧЕСТВЕННЫМ КРИТЕРИЯМ
ЕЕ МОРФОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА)



Москва, 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю.ШМИДТА

Ф.Л.Яковлев

**ДИАГНОСТИКА МЕХАНИЗМОВ
ОБРАЗОВАНИЯ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
ПО КОЛИЧЕСТВЕННЫМ КРИТЕРИЯМ
ЕЕ МОРФОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА)**

Москва, 1997

Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). // М. ОИФЗ РАН. 1997. 76 С.

Рассматриваются распространенные подходы к решению проблемы образования линейной складчатости. Это явление считается иерархично устроенным, и по объему охваченной деформацией слоистости выделяется семь уровней такой иерархии объектов складчатости. На основании замеров трех параметров морфологии на уровне складчатых доменов строятся диаграммы рассеяния для природных (три зоны Большого Кавказа) и ряда модельных структур. Сопоставление полученных ареалов точек позволило охарактеризовать основные механизмы складкообразования и выявить действовавшие в природе. Комбинация адвекции (конвекции) и горизонтального сокращения является основной, в южной части Большого Кавказа фиксируется горизонтальное перекашивание и локально — дуплексообразование.

Предлагается модель развития Большого Кавказа, в которой складчатость связывается с резким погружением нижних частей коры, предположительно в результате уплотнения пород (до гранулитов) и уменьшения их объема, обусловленного фазовыми переходами.

Рецензент — к.г.-м.н. М.Л.Сомин

Yakovlev F. Recognition of linear folding mechanisms based on quantitative attributes of its morphology (on the Great Caucasus example). // Moscow, UPIE RAS, 1997, 76 p.

Usual methods of approach to the folding formation problem are reviewed. This phenomenon is considered as a hierachic one and seven hierachic levels of fold structures may be determined by the volume of the deformed rock sequences. Scattering diagrams were constructed for natural structures (three zones of Great Caucasus) and for folding models based on the measurements of three attributes of the folded domains morphology. Comparison of these point areas allows to characterize the main mechanisms of folding and to find out the active ones in natural structures. Combination of advection (convection) with horizontal shortening is the basic mechanism. Horizontal shearing is typical for the southern part of the Great Caucasus and the duplex folding processes were recognized locally.

A model of the Great Caucasus development is offered. Folding is associated with deep fast subsidence of the lower part of the Earth crust. Such subsidence may be produced by the rock contraction to dense granulites and by the decrease of rock volume that took place due to phase transitions.

© Ф.Л.Яковлев, 1997

© ОИФЗ РАН им. О.Ю.Шмидта, 1997

I. ВВЕДЕНИЕ

Существующие подходы к решению проблемы складкообразования

Проблема определения механизмов образования складчатости в подвижных поясах имеет долгую историю. Полный анализ литературы, посвященной этой обширной теме, не является нашей целью и мог бы составить предмет специального исследования. Большое число геологов, тектонистов и геофизиков находит в рамках этой проблемы те аспекты, которые представляются им наиболее интересными, поэтому существует значительное разнообразие как подходов к этой проблеме, так и предлагаемых интерпретаций процесса складкообразования.

Объяснение складчатых деформаций горных пород как результата существенных горизонтальных движений крупных плит можно видеть в работах В.Бухера [Bucher, 1956], Дж.Роджерса [Rodgers, 1970], В.Н.Ларина и С.В.Руженцева [1975], причем в указанных случаях сочетается моделирование складчатых зон и обсуждение имеющихся региональных материалов. Та же причина рассматривается в качестве основной в целом ряде работ по геодинамике Кавказа и Альпийской складчатой системы (например: [Гамкрелидзе, 1982; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Адамия и др., 1982, 1987; Казьмин, 1989; Dewey et al., 1973; Biju-Duval B. et al., 1977]). В работах другого направления (например: [Белоусов, 1976; Захаров, 1979; Гончаров, 1988, 1993; Григорьянц, 1989; Гутерман, 1987; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993; Ramberg, 1981; van Bemmelen, 1973]) основными причинами возникновения складчатости называются вертикальные движения или различные гравитационные эффекты.

Разработка теоретических аспектов возникновения и развития складчатых структур с использованием методов механики сплошной среды и математического моделирования осуществлялась многими исследователями, начиная с М.Био [Biot, 1961] и Х.Рамберга [Ramberg, 1963]. Такие работы касаются в основном деформаций одного слоя [Hudleston, Stephansson, 1973; Hudleston, Lan, 1994], однако в последнее время в сферу исследований начинают попадать и многослойные среды [Casey, Huggenberg, 1992]. Из отечественных работ упомянем работы Ж.С.Ержанова и А.К.Егорова [1968, 1975], Г.С.Григорьева и В.П.Ионкина [1975], Ю.Л.Ребецкого и О.И.Гущенко [1995].

Изучение количественных характеристик деформаций в основном в европейской и американской геологии, начиная с Э.Клооса [Cloos, 1947], широко практикуется с использованием

методов стрейн-анализа, в частности, Дж.Рэмзи и М.Хубером [Ramsay, Huber, 1983], а также [Fry, 1979; Lisle, 1985; De Paor, 1988], А.К. Худолеем и С.А.Семилеткиным [1992; Khudoley, 1993]. Как правило, так изучаются деформации объектов известной формы или полиминеральной среды внутри одного слоя. Для определения размера и типа деформаций более крупных структур эти методы используются редко.

К методам стрейн-анализа примыкают способы классификации отдельных складок [Ramsay, 1967] и нахождения размера их сокращения [Яковлев, 1978, 1981], а также метод анализа кинематики складчатых зон [Яковлев, 1987, 1991]. Все более широко используется составление сбалансированных разрезов, но, как правило, для толщ слабометаморфизованных, в которых мощность слоев не менялась в ходе деформаций [Прокопьев, 1989; Hossack, 1979], и только иногда при этом используются данные об увеличении или уменьшении мощности слоев [Woodward et al., 1986]. Специально отметим, что диаграмма Дж. Рэмзи [Ramsay, 1967] использует количественные данные о морфологии отдельных складок (мощностях слоев и их наклоне), что позволяет сравнивать морфологию природных и модельных структур (см. [Hudleston, Lan, 1994]).

Специально отметим не всегда осознаваемую исследователями существенную разницу в свойствах разрывных структур и структур складчатых. Для разрывных деформаций прежде всего характерно свойство самоподобия: сдвиговая трещина в небольшом слое песчаника и разрыв, возникший при крупном землетрясении, имеют один и тот же в принципиальном плане облик. Конечно, существует определенная иерархия разрывных структур, однако от размера трещины не зависит механизм ее формирования. Для структур складчатых, напротив, существует принципиальная разница в структурах мелких (на уровне небольшого слоя) и крупных (типа мегантиклиниория). Связано это с действующими механизмами: так, для самых мелких структур в кливажированных породах существенную роль играет механизм растворения и переноса кварца и кальцита, но для значительных по объему структур действие этого механизма незаметно.

Существует определенная разница в методах исследования и в понимании механизмов деформирования структур малых (оолиты, складки) и более крупных. Некоторые исследователи отмечали существование структур различного иерархического уровня [Гончаров, 1988, 1993; Талицкий, 1991].

Для всех работ, рассматривающих образование структур крупнее отдельных складок, характерно отсутствие количественных

характеристик морфологии и кинематики складчатости (если не принимать во внимание использование палеомагнитных данных). Обычна ситуация, когда происхождение структуры объясняется каким-либо единственным механизмом или решение принимается на основе "классификационного" подхода. Так, М.В.Гзовский [1962] предлагал три параллельных и независимых классификаций складок — морфологическую, физико-генетическую и геолого-генетическую. Относительно недавно существовало также стремление представить морфологию, кинематику и происхождение складчатости в виде некой единой классификации [Хайн, 1973; Белоусов, 1976], которая позволяла бы формализовать процесс принятия решения. Такой подход приводит к возникновению двух главных трудностей: надо доказать разумность предлагаемой схемы и указать надежные признаки, по которым можно отнести изучаемую структуру к определенному классу схемы. Поэтому такие работы обязательно сопровождаются критикой альтернативных схем, и в них обращается внимание почти исключительно на черты сходства (но отнюдь не на черты отличия) природных структур и теоретических. При этом проверенная на эксперименте сама возможность создания складок с помощью предлагаемой схемы возникновения складчатости обычно считается достаточной для утверждения, что именно этот механизм действовал в природе [Шолло, 1978; Ларин, 1980; Гончаров, 1988]. Альтернативные механизмы, как правило, в работах такого рода при этом подробно не рассматриваются. Понятно, что выработка общепринятого мнения на этом пути практически невозможна, о чем свидетельствует возникающая временами оживленная полемика по поводу публикуемых работ [Хайн, 1988; Рогожин, Шолло, 1988б, 1989; Леонов, 1989; Сомин, 1994; Шолло, 1994; Копп, Сеславинский, 1995]. Как нам представляется, основная причина этого — отсутствие количественных методов анализа крупных структур, и, соответственно, полная невозможность хотя бы относительно объективного сопоставления моделей и данных о природных структурах.

Цель настоящего исследования и состоит в попытке ликвидировать существующий пробел: то есть найти такие количественные характеристики морфологии складчатых структур, более крупных, чем отдельные складки, которые позволят сравнивать морфологию разных моделей с природной складчатостью и определять тем самым ее генезис.

Несколько отдельно, на первый взгляд, от "классификационных" лежат работы, использующие разнообразные формализованные данные морфологии для решения вопросов тектонического районирования и определения генезиса складчатости.

Это работы Е.И.Паталахи [1985] по тектонофацциальному анализу, а также серия работ Е.А.Рогожина [Рогожин, Яковлев, 1983; Рогожин, 1987] по исследованию морфологической неоднородности линейной складчатости. Однако принципиальная невозможность использовать одни и те же параметры (например, наличие и интенсивность кливажа) для сбора сопоставимого материала по экспериментальным моделям складчатости и по природным структурам заставляет авторов жестко привязывать получаемые градации к вполне определенным механизмам. Такая ситуация позволяет говорить о беспersпективности использования этих методов для диагностики собственно механизмов образования складчатости. Сказанное нисколько не умаляет достоинств упомянутого направления для целей районирования и (что же самое) формализованного сопоставления разных природных структур.

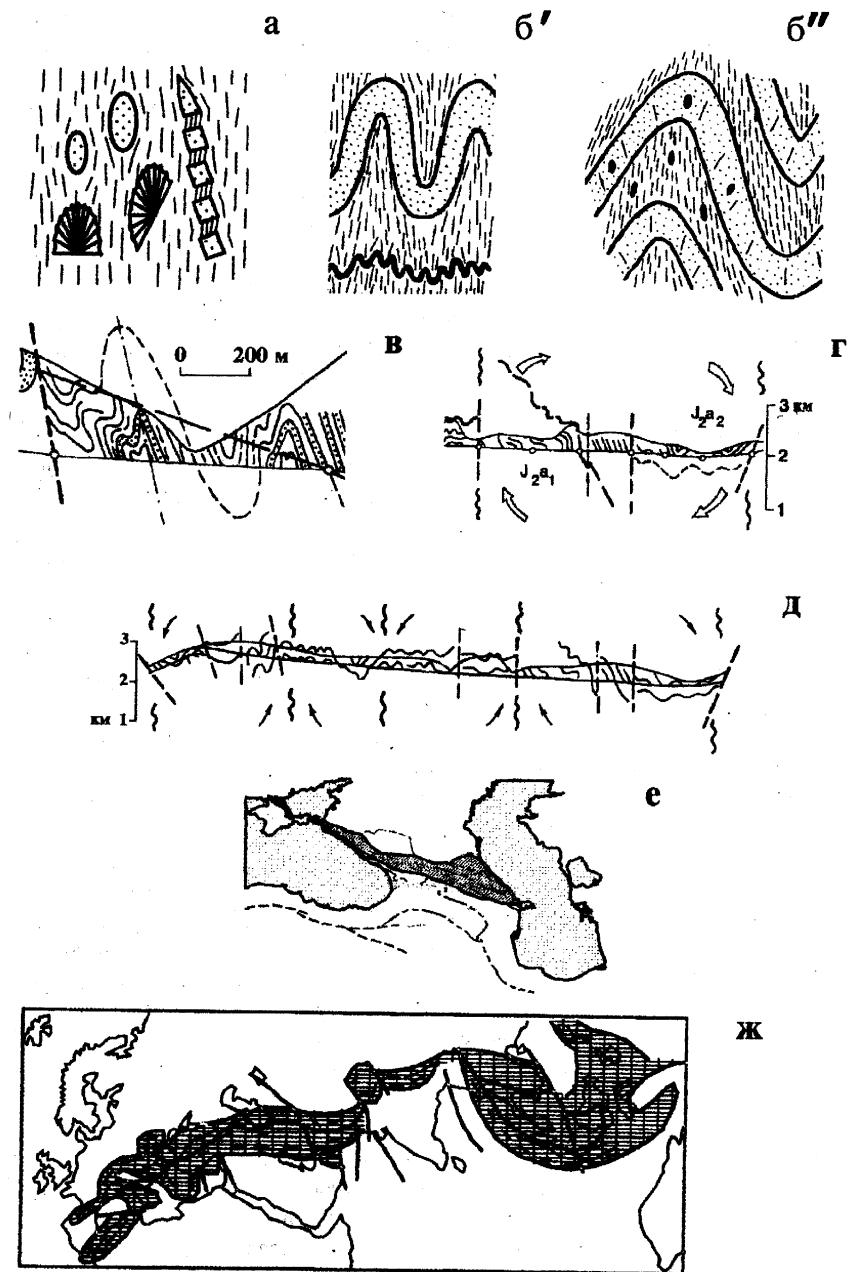
Прежде чем перейти к изложению основного материала, остановимся на необходимом минимуме выработанных нами представлений и используемой терминологии. Наиболее важным здесь является определение масштаба тех структур, о которых пойдет речь ниже.

Система иерархических уровней линейной складчатости

С нашей точки зрения, следует выделять как минимум семь иерархических уровней складчатости, существенно отличающихся по размеру объектов, объему охватываемой такими объектами слоистости и набору возможных механизмов формирования структур. Последний признак особенно важен: он означает, что изучение структуры на каждом уровне требует специальных методик. От мелких к крупным это — **внутрислойные деформированные объекты** (основной предмет стрейн-анализа), **отдельные складки, складчатые домены, структурные ячейки, тектонические зоны, мегантиклинории, подвижные пояса** (рис. 1). Первые два класса структур достаточно понятны. Складчатые домены наблюдаются на протяжении сотен метров и первых километров вкrest простирации. Такие структуры отличаются друг от друга общим обликом складок — однородным

Рис. 1. Система иерархии объектов линейной складчатости:

— уровень I — внутрислойные деформированные объекты; **б'**, **б''** — уровень II — отдельные складки (**б'** — единичного вязкого слоя, **б''** — пачек слоев); **в** — уровень III — складчатые домены; **г** — уровень IV — структурные ячейки; **д** — уровень V — тектонические зоны (Трансская зона, состоит из 4-х ячеек); **е** — уровень VI — мегантиклинории (Большой Кавказ); **ж** — уровень VII — подвижный пояс (Альпийский подвижный пояс)



наклоном их осевых поверхностей, схожей сжатостью крыльев. Наиболее важным признаком является то, что домены, как правило, лежат в пределах литологически однородной пачки разреза и в определенной тектонической позиции. Структурные ячейки (термин М.А.Гончарова) охватывают пространство от ядра крупной антиклиниорной структуры до ядра соседней синклиниорной структуры. Вкрест простирания это расстояние сопоставимо с мощностью всего чехла осадков. Важно, что в пределах одной структурной ячейки следует выделять не менее трех доменов. Термины "тектоническая зона" и остальные нами используются в обычном их значении.

Похожие системы иерархии складчатости можно также найти в отечественной литературе [Гончаров, 1988; Белоусов и др., 1988; Талицкий, 1991]. Обсуждая моделирование складчатости общего смятия и масштаб моделируемых объектов (гл. 5 в [Белоусов и др., 1988]), М.А.Гончаров выделяет *крылья отдельных складок, отдельные складки, складчатые участки и складчатые области*. Для образования отдельных складок этот автор привлекает, как наиболее вероятное, сочетание трех механизмов (для относительно вязких слоев): *изгиб слоев, однородное сплюсивание и неоднородный простой сдвиг параллельно осевым поверхностям* (см. также [Яковлев, 1981]). Для объяснения вергентности складок на складчатых участках привлекаются *жесткий поворот массива и горизонтальное скальвание (простой сдвиг)*. На уровне складчатых областей, после обсуждения сложностей с привлечением механизмов сближения "рамы" складчатой области и альтернативного этому механизму движения вертикальных блоков фундамента, М.А.Гончаров говорит о *конвективном (адвективном) механизме*, который затем и используется в моделировании как единственно возможный. В другой работе [Гончаров, 1988] излагаются также представления о двух порядках структурных форм: *"валах"* (антиклиниориях) и *мелких складках*. В более поздней монографии с участием этого исследователя [Шолпо и др., 1993] обсуждается модель *двухъярусной адекции в тектоносфере*. В.Г.Талицкий [1991] предлагает выделить несколько иерархических уровней по масштабу охватываемой слоистости и действующим механизмам, причем основным критерием считается поэтапно возникающая передача деформации с одного уровня на другой. Такими уровнями являются *зерна, слои, пачки слоев, блоки*. На уровне зерен основное внимание уделяется действию механизма *растворения минеральных зерен под давлением*. Указывается, что увеличение площади соприкосновения растворяемых зерен в определенный момент увеличивает валовую вязкость пород и начинают действовать механизмы на другом уровне — *изгиб слоев и образование складок*. В

свою очередь, после образования складок с тесно сжатыми крыльями в очередной раз возрастает вязкость деформируемого объема и возникают *разрывы*. Не останавливаясь на критике упомянутых иерархических систем, обратим внимание на отсутствие последовательного описания объектов линейной складчатости и использование какого-либо одного механизма деформирования на каждом уровне. В условиях отсутствия количественных методик определения доли участия каждого возможного механизма в совокупном действии некоторой их комбинации такое положение выглядит вполне естественным.

Ниже будем исследовать механизмы образования складчатости в масштабе тектонических зон, используя при этом замеры структурных признаков в складчатых доменах. Основная идея заключается в сопоставлении природных и модельных структур по морфологии доменов: по замерам наклонов осевых поверхностей складок, зеркала складок и размера сокращения складок, которые измеряются как в природных, так и в модельных структурах [Яковлев, 1990; Yakovlev, 1993]. Степень соответствия морфологии моделей и природных структур будет указывать на степень реальности действия модельных механизмов в природе.

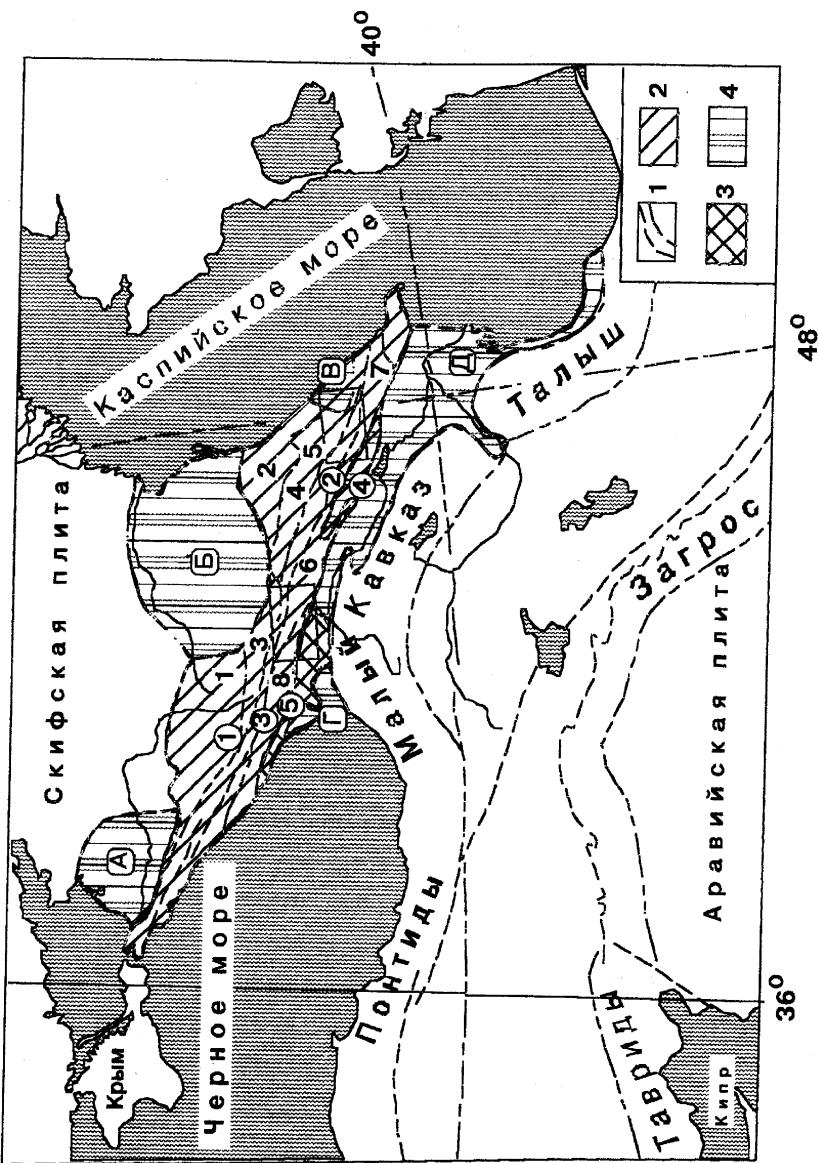
В данной работе впервыедается полное описание специально собранного материала по морфологии ряда экспериментальных структур и их подробное сопоставление с природной складчатостью. В результате удается показать отличие друг от друга структур, образованных разными механизмами, а также дать детальную характеристику механизмов, участвовавших в образовании линейной складчатости мегантиклиниория Большого Кавказа.

II. ПРИРОДНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Основные черты развития и структуры Большого Кавказа

Мегантиклиниорий Большого Кавказа — асимметричное линейно вытянутое сооружение в северной части восточного края европейского сегмента Альпийского подвижного пояса. Эта крупная структура зажата между Скифской плитой на севере, возникшей на герцинском складчатом основании, и Закавказским срединным массивом на юге. Традиционно [Милановский, Хайн, 1963] мегантиклиниорий Большого Кавказа делится на ряд тектонических зон (рис. 2), отличающихся по характеру осадконакопления, времени проявления, стилю и масштабам складчато-разрывных деформаций.

История альпийского осадконакопления на территории Большого Кавказа начинается с триаса и ранней юры, когда на



10

Рис. 2. Положение мегантиклинория Большого Кавказа в структуре Аравийского синтаксиса и внутренняя структура мегантиклинория

1 — линии, ограничивающие главные структуры разного масштаба (штрихпунктирные) и основные разломы; 2 — орогенное сооружение мегантиклинория Большого Кавказа; 3 — Закавказский срединный массив без альпийского молассового чехла; 4 — орогенные депрессии альпийского возраста.

Главные тектонические зоны Большого Кавказа: 1 — Лабино-Малкинская зона; 2 — Известняковый Дагестан; 3 — зона Главного Хребта; 4 - Сланцевый Дагестан (южная часть 4 — Шахдагская зона); 5 — Тфанская зона; 6 — флишевая Чиаурская зона и 7 (её аналог) — Квадагская (Дибарацкая) зона; 8 — Абхазо-Рачинская зона.

Цифры в кружках — главные разломы: 1 — Тырныауз-Пшекишская шовная зона; 2 — Малкамудский разлом; 3 — Главный Кавказский Надвиг (2 и 3 — аналоги); 4 — Кахетино-Вандамская шовная зона; 5 — Рача-Лечхумская шовная зона (4 и 5 — аналоги).

Буквы — альпийские орогенные депрессии: А — Кубано-Индольский прогиб; Б — Терско-Каспийский прогиб; В — Кусаро-Дивичинский прогиб; Г, Д — прогибы в пределах Закавказского срединного массива (Г — Рионский прогиб; Д — Куринский прогиб)

пространстве большинства зон в условиях быстро появившегося глубоководного бассейна откладывались тонкие терригенные осадки.

Такое развитие сохранилось до конца средней — начала поздней юры. В осевой зоне Большого Кавказа мощность накопившихся осадков составила максимально 12 км [Панов, Гущин, 1987], по периферии — до 3-5 км. На рубеже средней — поздней юры в северных зонах Большого Кавказа и северной части Закавказского срединного массива имело место относительно слабое складкообразование и последующий размык. В течение всей поздней юры в осевом троге (Тфанская, Чиаурская, Квадагская зоны) накапливались флишоидные терригенно-карбонатные осадки мощностью около 1-2 км (до 2.5 км), а карбонатные осадки того же возраста, но платформенного облика откладывались в более северных зонах (Шахдагская зона, зона Главного Хребта), а также в тектонических зонах (Абхазо-Рачинская и Окрибо-Сачхерская), которые находятся южнее Чиаурской зоны, на фоне неоднократных перерывов осадконакопления и фаз слабо проявленной складчатости. Мощность этих осадков незначительная — до 0,5-1 км [Милановский, Хайн, 1963].

Меловой период и большая часть палеогена характеризовались сохранением этого же стиля осадконакопления: в Чиаурской (и Квадагской) зоне накапливались флишоидные, в основном карбонатные, осадки значительной (до 8-10 км) мощности, а в

соседних — Абхазо-Рачинской и Шахдагской зонах — карбонатные породы почти платформенного облика, общей мощностью от нескольких сотен метров до 1 км [Милановский, Хайн, 1963].

В конце альпийского цикла в результате нескольких эпизодов складчатости все накопившиеся толщи были деформированы в разной степени. Более интенсивно складчатость проявилась в центральных зонах Большого Кавказа (Чиаурской и Тфанской). Менее интенсивные деформации имели место в Шахдагской зоне и северной части Сланцевого Дагестана и слабые — в Известняковом Дагестане и Абхазо-Рачинской зоне. Эти движения проявлялись на фоне отсутствия заметных поднятий и даже существования прогибов значительной глубины [Щерба, 1994]. Отложившиеся позднее конгломераты сарматского возраста зафиксировали первые движения Большого Кавказа как растущего сводово-глыбового сооружения [Милановский, 1968].

Таким образом, в рамках представлений тектоники плит, Большой Кавказ по отсутствию вулканизма, развитию мощного осадочного терригенно-карбонатного чехла и интенсивной складчатости может быть отнесен к пассивному типу окраины континента в северной части Палеотетиса.

В рамках небольшой работы невозможно хотя бы кратко представить основные этапы развития традиционных (на качественном уровне) взглядов на механизмы формирования Большого Кавказа в мезокайнозое. Как известно, этот район в течение нескольких десятилетий служил своеобразным полигоном для разработки тектонических гипотез. Соответственно, существует обширная литература, из которой имеет смысл указать на авторов основных работ и на основные сборники и монографии, а также кратко остановиться на основных конкурирующих взглядах.

Список работ по геологии Кавказа обычно открывается трудами Г.В.Абиха, В.П.Ренгардена, В.В.Белоусова, В.Е.Хайна, Е.Е.Милановского, Г.Д.Ажгирея, содержащими наиболее важные для своего времени обобщения. Заметный вклад в развитие представлений как о геологическом строении Большого Кавказа, так и о процессе его формирования внесли Ш.А.Адамия, С.Л.Афанасьев, Г.И.Баранов, В.И.Башилов, А.А.Белов, А.В.Вихерт, М.Л.Сомин, И.П.Гамкрелидзе, А.И.Гущин, С.И.Дотдуев, Б.М.Исаев, И.В.Кириллова, А.Л.Книппер, М.Л.Копп, Н.В.Короновский, М.Г.Леонов, Н.Б.Лебедева, Э.А.Паниев, Д.И.Панов, Н.И.Прутский, Л.М.Расцветаев, И.А.Резанов, Е.А.Рогожин, А.А.Сорский, В.И.Шевченко, В.Н.Шолпо, А.М.Шурыгин, И.Г.Щерба и многие другие. Среди наиболее значимых монографий и сборников следует отметить работы Е.Е.Милановского и В.Е.Хайна [1963],

Е.Е.Милановского [1968], монографию под редакцией Г.Д.Ажгирея [1976]; специально посвященные проблемам складкообразования исследования А.М.Шурыгина [1962], В.Н.Шолпо [1964, 1978] и В.Н.Шолпо, Е.А.Рогожина, М.А.Гончарова [1993]. Важные материалы были опубликованы в сборниках “Проблемы геодинамики Кавказа” [1982], “Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа” [1987], “Геодинамика Кавказа” [1989].

Современные взгляды на причины возникновения складчатости в пределах Большого Кавказа можно разделить на две группы. Е.А.Рогожин и В.Н.Шолпо [1988а] полагают, что процессы конвективного типа, охватывающие осадочный чехол, достаточно хорошо объясняют как морфологию самой складчатости, так и мезозойско-кайнозойскую историю тектонического развития этого региона. Исследователи не привлекают какое-либо поперечное сокращение всего района в качестве причины складчатости. В более поздней работе [Шолпо и др., 1993] для объяснения возникновения складчатости используется модель двухъярусной адвекции, но опять-таки не говорится о существенном горизонтальном сокращении.

Ш.Адамия и др. [1982, 1987], напротив, полагают, что конвективные процессы не существовали в пределах Большого Кавказа в момент возникновения складчатости, и достаточно бокового давления и сокращения пространства в рамках теории тектонических плит для объяснения морфологии и истории его развития. С.И.Дотдуев [1986] с уверенностью говорит о том, что значительные горизонтальные перемещения существуют. Эти движения осуществляются по ряду срывов на границе чехол — фундамент или внутри кристаллического фундамента с амплитудой от 4-5 до 25-30 км.

Важные соображения и сведения в пользу определяющей роли именно горизонтального сокращения в процессе складкообразования представил М.Л.Сомин [1994а]. Рассматривая альтернативные модели, он указал, что, согласно адвективной гипотезе, деформации осадочного чехла не должны захватывать структуры фундамента и, наоборот, при горизонтальном сокращении крупных сооружений типа Большого Кавказа кристаллический фундамент неизбежно должен деформироваться. Соответственно, рассмотрение совместной деформации осадочного чехла и фундамента может в определенном смысле помочь в выборе одной из гипотез. На ряде конкретных примеров было показано, что ориентировка зон милонитизации и фолиации в породах фундамента совпадает с ориентировкой кливажа в породах чехла. Элементы имеющейся пликативной деформации (шарниры сильно сжатых складок, ориентировка слоистости и полосчатости) также в ряде мест

совпадают для пород чехла и фундамента. Из этого делается вывод о ведущем значении внешнего сжатия.

Здесь уместно еще раз отметить существенное отличие применяемого нами подхода от общепринятых геологических методов. Последние позволяют (с некоторой степенью определенности и только на качественном уровне) **утверждать возможность действия какого-либо одного механизма**. Если реально в природных структурах есть следы действия нескольких механизмов, то споры о ведущем значении какого-либо одного неизбежны. Исследования на количественном уровне подразумевают прежде всего методологическую прозрачность процедур. При этом исследование морфологии структур (это будет показано ниже) дает возможность находить (если они есть) в природных структурах **следы действия всех возможных механизмов**, а уже применение специальных кинематических методов позволяет **устанавливать количественно их относительное значение**. Поэтому при количественных исследованиях спор возможен только по применимости самих процедур и надежности используемого материала.

Используемый в работе материал был собран в течение нескольких лет самим автором или при его участии. Этот материал касается трех тектонических зон Большого Кавказа (с севера на юг): Шахдагской, Тфанская (совместно с Е.А.Рогожиным [1983]) и Чиаурской (рис. 2).

Поскольку Чиаурская зона является аналогом Ковдагской, а севернее Шахдагской осталась неохарактеризованной только северная часть Сланцевого Дагестана и Известняковый Дагестан, складчатость которых не является самой напряженной, можно сказать, что имеющийся материал достаточно представителен для выработки суждений об основных чертах процесса складкообразования Большого Кавказа. Возражения В.Н.Шолпо [1994] относительно правомерности перенесения наших выводов, полученных на незначительной площади, на структуру всего мегантиклинория, могут касаться только степени проявления адвективных процессов, что действительно может быть надежно сделано только на основании большого числа структурных пересечений. Что касается полученного нами двукратного сокращения пространства вкрест простирации структур, то для складчатости линейного типа эта характеристика (основанная даже на единичном пересечении) в принципиальном плане несомненно может быть перенесена на всю структуру.

В качестве предварительного вывода относительно возможных механизмов, действовавших в момент складкообразования, мы принимаем собственные данные, опирающиеся на кинематическую методику анализа морфологии [Яковлев, 1987, 1991]. По этим данным

механизм можно интерпретировать как комбинацию конвективных движений внутри осадочного чехла и примерно двукратного поперечного сокращения тектонических зон, то есть, по нашему мнению, в определенной мере могут быть справедливы обе указанные выше точки зрения.

Описание природной складчатости зон Большого Кавказа

Все три зоны отличаются друг от друга как по возрасту, так и по литологии осадков. Время проявления и стиль складчатости также имеют некоторые отличия. Наиболее древние породы обнажаются в Шахдагской зоне (рис. 3, 4). Зона расположена на восточной периклинали Сланцевого Дагестана и впервые в таком виде была выделена В.Н.Шолпо [1962]. Сам Сланцевый Дагестан позже В.Н.Шолпо [1964] делил на ряд ступеней (с юга на север — Кодорско-Тфанская, Тляротинско-Курушская, Андийско-Самурская). Вторая из этих ступеней в наиболее широком месте Сланцевого Дагестана делится на антиклиниорий Главного хребта, Бежитинский грабен-синклиниорий и антиклиниорий Бокового хребта. Однако к восточной периклинали эти части структуры имеют меньшую ширину и уже не выражены так четко, как в самом Сланцевом Дагестане. Поэтому нашей Шахдагской зоне отвечают объединенные Тляротинско-Курушская и Андийско-Самурская ступени В.Н.Шолпо. Наш профиль по р.Маза и Ахтычай дотягивается практически до Мугринской ступени, обозначенной у В.Н.Шолпо как зона коробчатых складок. В целом отложения этой зоны по сравнению с двумя другими имеют наименее метаморфизованный облик и наименее развитый кливаж. В этой тектонической зоне складчатость проявилась дважды. Первый эпизод был перед келловеем, последний — перед олигоценом (он имел место также в других двух зонах). В составе осадков этой зоны количество алевритов и песчаников большое, чем в толщах других двух тектонических зон (см. рис. 3). Южной границей зоны является Ахтычайский надвиг. По плоскости этого надвига более молодые осадки Тфанской зоны (верхи верхнего аалена) надвинуты на относительно более древние породы Шахдагской зоны (от тоара до низов верхнего аалена). Структуру зоны видно на двух структурных профилях (рис. 4, А, Б). В ней может быть выделено три структурных ячейки. Все отдельные складки являются округлыми и широкими. Большинство осевых поверхностей почти вертикальны. Эти два пересечения были разделены на 22 домена. К ним также были добавлены 17 доменов, которые располагались севернее Ахтычайского надвига на других профилях (рис. 5, 1-7), пересекающих Тфансскую

Чиаурская тектоническая зона

Возраст	Литол. колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
P₁-P₂		Макс. 3500	Верхняя часть разреза в южной части зоны содержит глыбовые конгломераты вулканогенного байоса; верхняя и средняя части разреза состоят из нефелиновых глин, мергелей и песчаников; в нижней части разреза наблюдается флишевое переслаивание красных, серых, зеленых глин, аргиллитов с алевролитами, песчаниками, мергелями, известняками
		0	
		1000	
K₂		Макс. 1300	Глины и аргиллиты серые, красные, известняки белые литографские ; красные кремнистые аргиллиты, известняки, туфы, песчаники, конгломераты, мергели
K_{1ap + al}		500 - 1100	Аргиллиты, полимиктовые песчаники, мергели, песчанистые глины
K_{1h2 + b}		400 - 800	Чередование глинистых сланцев и песчаников
K_{1h1}		600 - 1000	Чередование глинистых сланцев с песчаниками и известняками
K_{1v2}		800 - 1200	Чередование известняков и мергелей с черными глинистыми сланцами
K_{1v1}		300 - 800	Черные глинистые сланцы с прослойями черных мергелей
J₃		800 - 2000	Светлые толстослоистые известняки и мергели с тонкими прослойями черных аргиллитов

Тфанская тектоническая зона

Возраст	Литол. колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
J₃		800 - 1200	Известняки, песчаники, глины; флишевое чередование красных аргиллитов с песчаниками и мергелями; в подошве - следы размыва
J_{2bt}		< 300	Ленточные глинистые сланцы
J_{2b}		700-800	Толстослоистые песчаники и чередование песчаников и сланцев
J_{2a2}		1000 - 1600	В верхней части: песчано-сланцевое чередование; в нижней части: аргиллиты с тонкими слоями песчаников и конкрециями сидеритов
J_{2a1}		>1000 - 1500	Верхняя часть: маркирующий горизонт массивных песчаников; в нижней части: аргиллиты с тонкими слоями песчаников и конкрециями сидеритов

Шахдагская тектоническая зона

Возраст	Литол. колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
K_{1-K₂}		700-1000	Известняки органогенно-обломочные, мергели, доломиты, глины; есть размывы и перерывы
J₃		100-1200	Известняки оолитовые, органогенно-обломочные, коралловые, глины, брекции, конгломераты Угловое несогласие
J_{2b + bt}		0 - 1000	Верхняя часть разреза: глинистые алевролиты и аргиллиты; средняя часть: ритмичные пачки аргиллитов и алевролитов с пакетами песчаников; нижняя часть : аргиллиты, алевролиты, песчаники; соотношения очень изменчивы
J_{2a2}		2000 - 3300	Верхняя часть разреза: тонкое переслаивание черных глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников; средняя часть: глинистые аспидные сланцы с тонкими слоями песчаников; нижняя часть : тонкоплитчатые песчаники с глинистыми сланцами
J_{2a1}		600 - 1500	Песчано-глинистые сланцы
J_{1t}		>3500	Верхняя часть разреза: толстослоистые песчаники (по 5 - 15 м) и глинистые сланцы (по 10-70 м)

Рис. 3. Стратиграфические колонки Чиаурской, Тфанской и Шахдагской тектонических зон

зону. Размер сокращения (отношение современной длины к доскладчатой) в складках (0.26-1.0) получался нами путем пересчета угла при вершине складки, исходя из двух моментов: почти полного отсутствия мелких складок и по действию почти исключительно механизма изгиба вследствие сильной песчанистости разреза.

Следующей к югу является **Тфанская тектоническая зона**. Отложения этой зоны имеют более глинистый состав, чем Шахдагская и Чиаурская зоны. Возраст осадков находится в пределах от ааленского до позднеюрского (рис. 3). Эти осадки являются более метаморфизованными, и в аргиллитах хорошо развит кливаж.

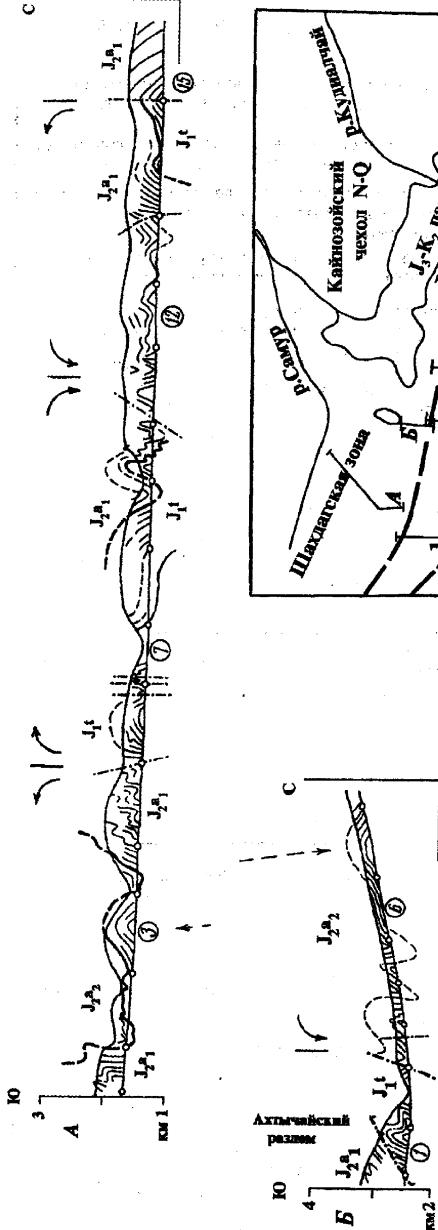


Рис.4. Схема расположения профилей в Шахлагайской и Тфанской зонах (составлены В.А.Рогожиным и Ф.Л.Яковиным [1983]). Структурные профили через Шахлагайскую зону (А и Б), 1 - 7 - номера профилей через Тфансую зону (см. рис. 5)

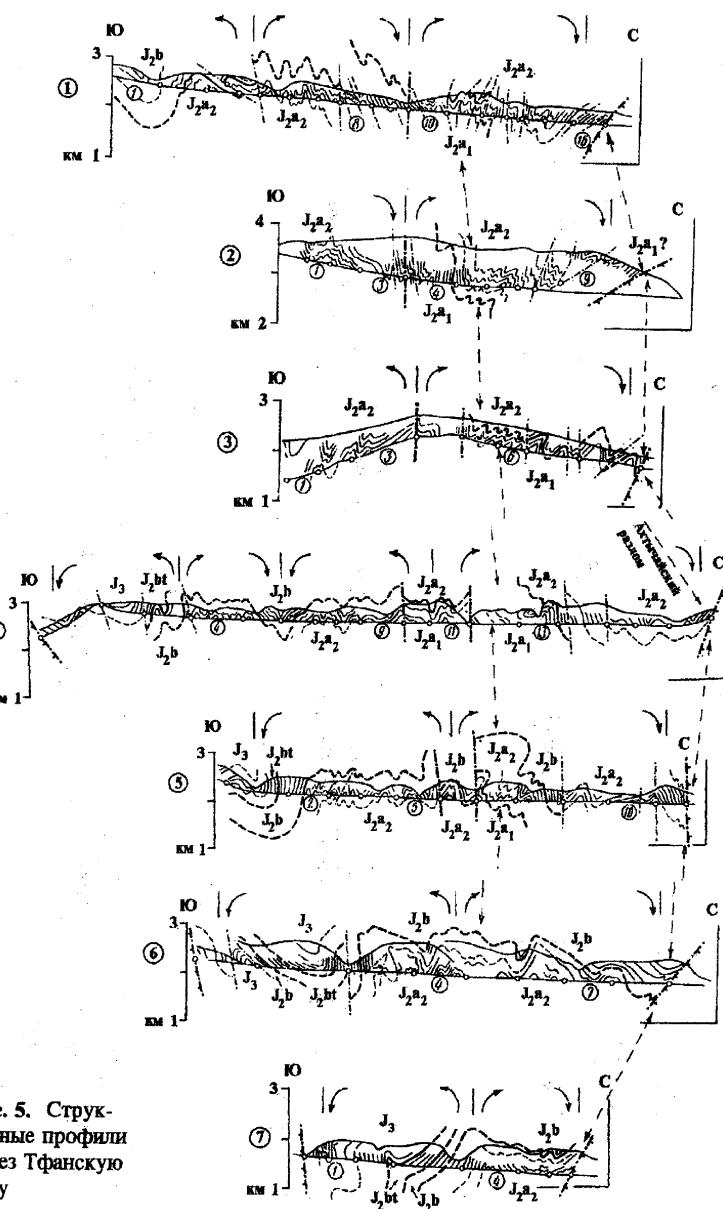


Рис. 5. Структурные профили через Тфанскую зону

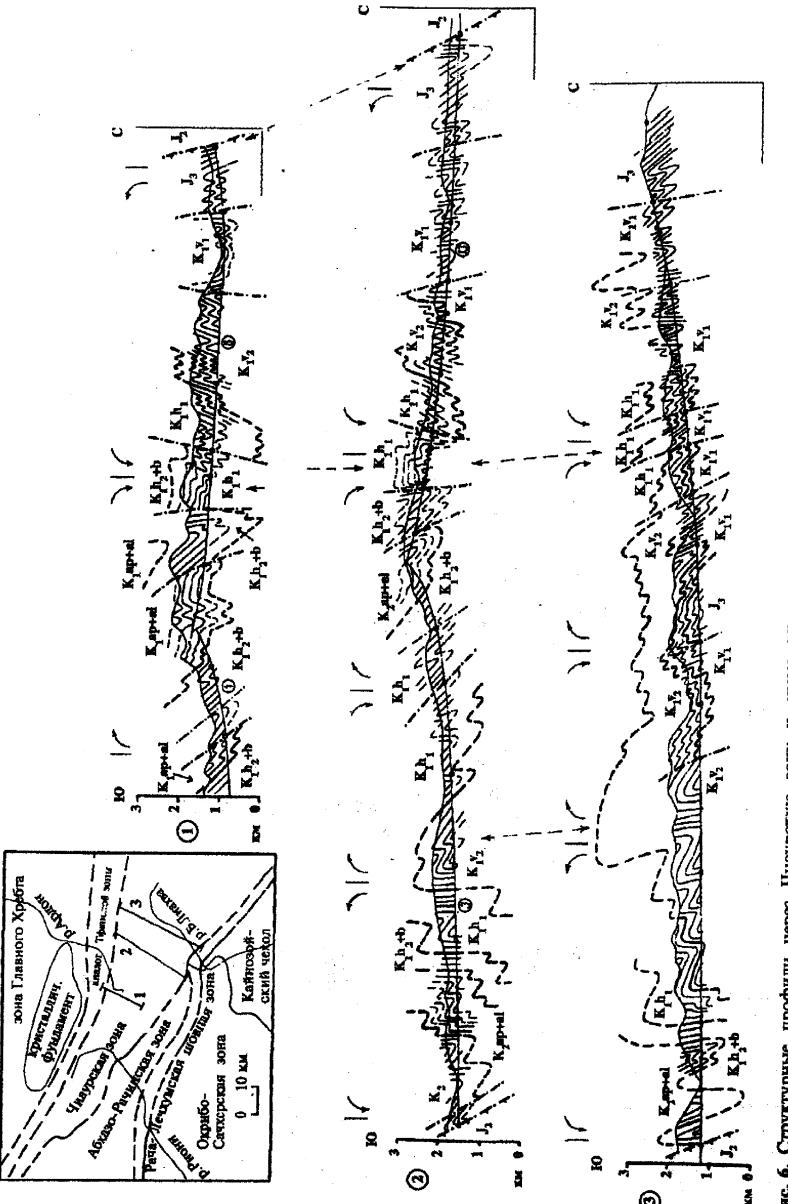


Рис. 6. Структурные профили через Чиаурскую зону и схема их расположения

Структура зоны ограничивается двумя разломами — Ахтычайским на севере и Малкамудским на юге (рис. 5). В центре структуры имеется относительно крупный субвертикальный разлом с опущенным южным крылом. Структура Тфанской зоны охарактеризована лучше других, поскольку для нее есть семь пересечений и соответственно — 76 доменов. Отдельные складки имели разную форму — от острых до округлых, от больших (первые километры) до маленьких (первые дециметры). Укорочение отдельных складок составляло от 0.25 до 0.85. Специальные методики для определения сокращения складок применялись не часто. По разным пересечениям в структуре зоны выделялось две, три или четыре структурных ячейки. Эти ячейки образуют два синклиниория, тянувшиеся вдоль границ зоны, и один — два антиклиниория. Осевые поверхности складок имеют различный наклон, и вся структура может быть названа дивергентной.

Возраст осадков Чиаурской зоны — от средней юры до палеоцена. Осадочный чехол сложен флишоидными карбонатными породами (рис. 3, 6). Наиболее древние породы (среднеюрские сланцы, песчаники и туфы) выходят на простирании зоны в ее западной центриклинали. Перекрывающие их келловейско-титонские слоистые известняки и мраморы флишоидного типа обнажаются в подошве указанной центриклинали, а также вдоль Главного Кавказского Надвига. Этот разлом является северной границей зоны и отделяет ее от расположенного севернее аналога Тфанской зоны (для юго-восточной периклинали Большого Кавказа этот разлом называется Малкамудским). Выходы тех же верхнеюрских отложений обнаруживаются и почти в центре структуры на небольшом участке долины р. Большая Лиахва. Наиболее молодые породы (эоцен) попадают на структурные профили в южной части зоны, восточнее долины Большой Лиахвы, в области крупного разлома (Рача-Лечхумская шовная зона на западе и она же — Кахетино-Вандамская шовная зона на востоке), который отделяет всю структуру мегантиклинория Большого Кавказа от Закавказского срединного массива. В изученной нами части структуры Чиаурской зоны размещаются четыре структурных ячейки (рис. 6). Первые две ячейки образуют антиклиновую структуру в южной части зоны, а следующие две — синклиновую структуру на севере зоны. Между второй и третьей ячейками расположен крупный надвиг. Зафиксированная амплитуда перемещения по этому надвигу наибольшая в западной части зоны (пересечение 1), что было в свое время установлено при работах экспедиции МГУ под руководством Г.П.Леонова. Общая вергентность осевых поверхностей складок к югу типична для всех

четырех ячеек, за некоторыми локальными исключениями. Считается, что в Чиаурской зоне широко развиты чешуйчатые структуры [Адамия и др., 1987]. Однако эти данные касаются района Военно-Грузинской дороги (заметно восточнее изученного нами) и не могут быть просто перенесены по простирации. Совокупная амплитуда перемещения по нескольким надвигам в районе р.Большая Лиахва вряд ли составляет более 3-5 км. Определение укорочения в отдельных складках выполнялось по специальным методикам (наиболее часто по сравнению с другими зонами); значения составили от 0.26 до 0.65.

Время основной складчатости для Чиаурской зоны и Тифанской традиционно предполагается предолигоценовым [Милановский, Хайн, 1963], поскольку олигоцен часто перекрывает самые разные по возрасту отложения. Однако нигде в пределах собственно складчатого сооружения Большого Кавказа не зафиксировано углового предолигоценового несогласия, а по периферии в ряде мест прослеживается непрерывное накопление осадков по сармат включительно, что дает основание считать основным временем формирования складчатости поздний сармат [Щерба, 1987]. Таким образом, время основной складчатости для Большого Кавказа укладывается в период поздний эоцен — поздний сармат. Вопрос о точной датировке складкообразующих движений, видимо, нужно считать непроясненным. В то же время остается неизменным тот факт, что основная складчатость предшествовала началу сводово-глыбового воздымания горного сооружения Большого Кавказа в сармате — понте.

Важный вопрос, требующий освещения в рамках рассмотрения структуры Большого Кавказа, — характеристика границ собственно складчатого сооружения Большого Кавказа и определение наклонов, типа крупных разломов, а также амплитуды перемещений разделяемых ими блоков.

Границы альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа и разрывные нарушения

Рача-Лечхумская (на востоке — Кахетино-Вандамская) шовная зона представляет собой совокупность небольших блоков (с ясно выраженнымми особенностями геологического развития) шириной около 10 км, вытянутую в целом вдоль Большого Кавказа с некоторыми изменениями простирания в плане. Эта структура относительно надежно фиксируется от г.Гагры (Абхазия) до г.Шемаха (Азербайджан). В районе Алазанской долины она перекрыта разбуренными надвигами пород Чиаурской зоны, а также на нее наложена кайнозойская впадина Алазанской долины. К северу от этой шовной зоны располагаются Чиаурская (Ковдагская) и Гагро-Джавская

(соответственно — к востоку и к западу от района пос.Джава), к югу — различные зоны Закавказского срединного массива. Нахodka в районе г.Амбролаури единственных для Малого и Большого Кавказа позднемеловых мантийных перидотитовых ксенолитов, поднятых с глубины около 40 км [Белоусов и др., 1992; Геншафт и др., 1994], указывает на субвертикальность положения плоскости этой шовной зоны, заметные правосдвиговые деформации и, соответственно, на невозможность значительных горизонтальных сокращений пространства (не более 1-5 км). Об этом же свидетельствует наличие хорошо известных небольших четвертичных вулканов в районе г.Джава, которые лежат на линии тектонического контакта вулканогенных среднеюрских пород Закавказского срединного массива и флишевых пород Чиаурской зоны. Любое, кроме субвертикального, положение шовной зоны должно исключать возможность появления необходимых для излияния лавы подводящих каналов с глубин 10-30 км. Поэтому имеющиеся представления [Дотдуев, 1986; Гамкрелидзе, 1989] о значительном подвиге Закавказского срединного массива по этой линии (в том числе по плоскости листрического типа) не могут быть приняты.

Похожую структуру имеет Тырныауз-Пшекишская шовная зона. Она протягивается субширотно от района г.Майкоп на западе до района горы Эльбрус на востоке. Ее ширина меняется от 5-10 до 2 км. Согласно Г.Д.Ажгиру [Ажгирей и др., 1976], в полосе Тырныауз-Пшекишской зоны в верхнем палеозое отлагались типично геосинклинальные осадки общей мощностью в несколько тысяч метров. Характернейшая черта этой структуры — наличие разнообразных по составу разновозрастных магматических образований. Однако запечатывание этой шовной зоны слабодеформированными среднеюрскими терригенными толщами, а также верхнеюрскими известняками в районе горы Фишт заставляет принимать время основных движений здесь не позднее герцинского и среднеюрского. При этом магматическая и флюидная активность зоны наблюдалась до самого последнего времени. Южнее Тырныауз-Пшекишского шва в зоне Главного Хребта в южных крыльях ряда разломов наблюдаются зажатые деформированные нижне-среднеюрские сланцы с падением на север под крутые плоскости надвигов. Метаморфизованные и сильно деформированные палеозойские породы зоны Главного Хребта вместе с налегающими на них среднеюрскими сланцами перекрыты спокойно залегающими субплатформенными верхнеюрскими известняками.

Нами были упомянуты Малкамудский (Главный Кавказский) надвиг и Ахтычайский разлом как границы трех тектонических зон,

заметно отличающихся друг от друга по структуре, возрасту и фациям осадков. Встает вопрос: имеет ли здесь место тектоническое совмещение фаций с большой амплитудой горизонтальных движений? Ахтычайский разлом на Юго-Восточном Кавказе прежде всего разделяет северные зоны Большого Кавказа, в которых проявилось несколько фаз батской — предтионской складчатости (с последующим накоплением субплатформенных карбонатных осадков), от более южных зон, для которых характерно сквозное, без значительных перерывов, накопление флишоидных осадков с ранней юры до позднего мела—палеогена. Плоскость сместителя падает на юг с углом от 40-50° до субвертикального. Этот разлом имеет два этапа развития — относительное опускание южного крыла (Тфанская зона) в период поздней юры—мела и надвигание в период основной (предолигоценовой) складчатости, причем амплитуда надвигания на западе изученной нами части Тфанской зоны не превысила амплитуды предшествующего сброса. Основной вопрос о величине амплитуды смещения (локальной или региональной) в принципе легко решается на центриклинальном замыкании мегантиклинория. Структура нижнемеловых отложений [Шурыгин, 1962] в районе с.Конахкенд, на восточном простиении этого разлома, показывает быстрое изменение фаций с более песчанистых на южном борту до глинистых большей мощности, без заметных разрывов, что говорит о невозможности значительных (более первых километров или региональных) горизонтальных смещений по этому разлому в период основной складчатости, имевшей место к западу от центриклинали. В то же время на изученной территории к северу от Тфанской зоны существует несколько близко расположенных субвертикальных или крутонаклонных на север разломов, контролирующих не только позднеюрское и меловое осадконакопление, но даже и накопление современного аллювия. Они могут представлять собой плоскости единого крупного разлома, проникающего глубоко в кору и верхнюю мантию. Возможно, здесь наблюдается небольшое смещение осадочного чехла по субгоризонтальным срывам и возникновение в нем новых плоскостей смещения над одним и тем же глубинным разломом. В районе р.Ардон к северу от Чиаурской зоны этот же разлом отделяет упомянутую выше зону Главного Хребта от полосы развития среднеюрских отложений, являющейся аналогом Тфанской зоны. Здесь ориентировка сместителя субвертикальная или круто падающая на север. Несмотря на то, что очень сильно деформированные сланцы средней юры контактируют по этому сместителю с палеозойскими метаморфическими породами, признаков большого горизонтального перекрытия нет.

Ситуация с Малкамудским разломом сложнее. Южный борт Тфанской зоны повсеместно нарушен несколькими субпараллельными плоскостями надвигов, которые не выходят за пределы карбонатного флиша титона — валанжина. Существенных фациальных различий в этих толщах не отмечается. К центриклинали Малкамудский разлом приобретает вид флексуры [Шурыгин, 1962], северное крыло которой осложнено взбросом. А.М.Шурыгин оценивает амплитуду перемещения по разлому (при падении плоскости на север 50°) в 1.5 км, по всей флексуре — 3.5 км. Одна из южных плоскостей разлома восточнее верховий р.Бабачай приобретает пологое залегание, параллельное слоистости висячего крыла; при этом к востоку слоистость постепенно приобретает все более спокойное залегание. Отклоняясь к югу от Малкамудского разлома, в структурном отношении этот надвиг оказывается в пределах Бабадагской [Шурыгин, 1962] ступени флишевого синклиниория южного склона. Несмотря на возможную амплитуду перемещения в несколько километров, каких-либо характерных фациальных отличий толщ для верхней юры в разных крыльях здесь не отмечается. Таким образом, и по этой границе между тектоническими зонами не следует ожидать значительных (региональных) горизонтальных перекрытий. Этот же разлом (Главный Кавказский надвиг по: [Ажирей и др., 1976; Шолпо, 1978]) в долинах р.Ардон и р.Риони хорошо выражен одним или несколькими плоскостями смещения, однако к западу его амплитуда, судя по смещению стратиграфических комплексов, заметно уменьшается. Последними детальными структурными исследованиями [Адамия и др., 1989] показано, что ранее выделявшийся Штавлерский покров с горизонтальной амплитудой 10-15 км не существует и что Главный Кавказский надвиг выражен несколькими плоскостями крутых взбросов с незначительной амплитудой стратиграфического и структурного перекрытия.

Таким образом, по разломным границам тектонических зон сближение имело место, но относительно малоамплитудное — не более первых километров. Поскольку в этих разломах нет следов каких-либо региональных перекрытий, они должны иметь в пределах земной коры субвертикальную ориентацию, а не пологий, листрический характер. Это положение не исключает, разумеется, возможности существования послойных срывов в осадочной толще или на границе фундамент—чехол, однако можно утверждать, что предполагаемой значительной [Дотдуев, 1986], в десятки километров, амплитуды перемещений по таким срывам не существует. Если учитывать надвиг в средней части Чиаурской зоны, то суммарная амплитуда перемещения может составить не более 10 км на

современный профиль длиной около 60 км вкrest простирания через все три зоны.

III. МЕТОДИКА (основы геометрического анализа)

Для характеристики морфологии природной складчатости каждый профиль делился на структурные ячейки и домены. Структурные ячейки выделялись как пространство между осями антиклиниориев и синклиниориев, то есть по преобладающему направлению наклона зеркала складок. Домены выделялись как совокупность складок примерно одного облика, у которых степень сжатия (угол при вершине складки), наклон осевых поверхностей и преобладающее падение слоистости были бы одинаковыми. Основное требование — на каждую структурную ячейку должно попадать не менее трех доменов. Все домены были охарактеризованы замерами трех структурных признаков (рис. 7). В каждом домене замерялись наклоны осевых поверхностей складок и находилось среднее арифметическое их значений, которое считалось наклоном осевых поверхностей складок домена (A_1). По возможности, для каждой складки находился размер сокращения пространства в направлении, перпендикулярном осевой поверхности (F_1). В 26 доменах из 151 (главным образом, в Чиаурской зоне) это делалось по специальным методикам [Яковлев, 1978, 1981]. В остальных случаях использовался угол схождения крыльев складок, поскольку в песчано-сланцевых толщах деформации изгиба слоев (при неизменной их длине) в формировании складок преобладают. Для замера наклона зеркала складок (A_2) сначала с каждой границы домена на профиле проводилась линия, параллельная осевым поверхностям. Затем один

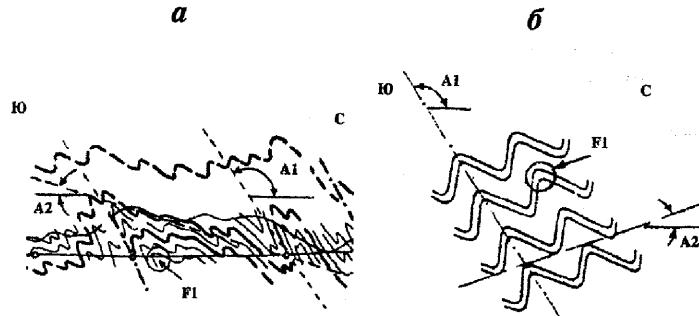


Рис. 7. Структурные признаки, измеряемые в доменах
а — в природной структуре; б — теоретическая модель

из слоев достраивался до этих двух линий и на пересечениях линий получались две точки. Точки соединялись прямой. Измерялся ее наклон относительно горизонта. Этот угол и считался наклоном зеркала складок домена. Углы наклона для структур Большого Кавказа отсчитывались от горизонтальной линии, проведенной от точки измерения в северном направлении. Поэтому наклон осевой поверхности на юг под углом 60° оставался в нашей системе измерений тем же, а наклон на север 60° обозначался как 120° (рис. 7). Подобным образом наклон зеркала складок на юг 30° оставался тем же самым, а наклон 30° на север обозначался отрицательным (как -30°). Эти характеристики уже использовались нами ранее [Яковлев, 1987, 1991]. Замеры морфологии складчатости в моделях производились подобным же образом.

Для характеристики морфологии складчатости использовались три диаграммы рассеяния. На рис. 8 и на аналогичных последующих рисунках на диаграмме I по осям откладывались наклон осевых поверхностей складок и сокращение складок, а по

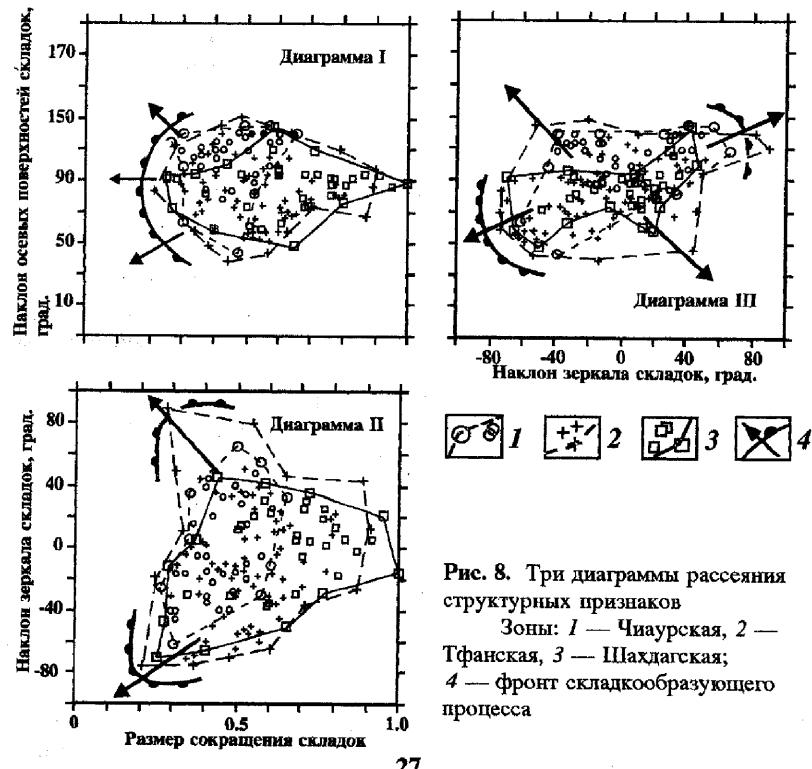


Рис. 8. Три диаграммы рассеяния структурных признаков
зоны: 1 — Чиаурская, 2 — Тфанская, 3 — Шахдагская,
4 — фронт складкообразующего процесса

осям диаграммы II откладывались наклон зеркала складок и сокращение складок. Оси диаграммы III показывают наклон осевых поверхностей и наклон зеркала складок. Каждый замер морфологии домена отмечался на диаграммах точкой. Совокупность точек образовывала характерный довольно компактный ареал, который несложно было очертить ломаной линией. Для каждой тектонической зоны таким образом были построены свои ареалы, которые показали как черты сходства, так и различия между собой (рис. 8). Подробно объяснить эти черты имеет смысл после рассмотрения морфологии ряда моделей складчатости, охарактеризованной замерами тех же структурных признаков и вынесенных на те же диаграммы рассеяния.

IV. МОДЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Для сравнения с природной складчатостью было исследовано несколько серий экспериментов, качество которых позволяло произвести необходимые замеры морфологии образуемой складчатости:

- 1) гравитационная складчатость (В.Г.Гутерман);
- 2) складчатость бокового давления (В.Г.Гутерман);
- 3) складчатость бокового давления в сложной стратиграфической последовательности (Дж.Диксон и Р.Тиррел);
- 4) складчатость сокращения основания осадочного чехла (В.Н.Ларин);
- 5) структуры конвективного (адвективного) типа (М.А.Гончаров);
- 6) математическая модель адвекции (М.А.Гончаров);
- 7) математическая синтетическая модель, объединяющая адвекцию и поперечное сокращение (модель и компьютерные расчеты автора).

Ниже будут даны: описание материалов и технологии моделирования, особенностей замеров, диаграммы рассеяния для каждого типа моделей, выясненные характерные черты типа моделей и сравнение моделей с природной складчатостью.

Сравнение экспериментальной складчатости и природной структуры на примере гравитационного оползания

В.Г.Гутерман [1987] провел исследование механизма гравитационного оползания толщи, используя технику моделирования в центрифуге. Нами изучена морфология моделей ГС-68 и ГС-69 (рис. 9, показана только ГС-68). Модели составлены из тонкой глины 100%-ной влажности (светлые жесткие слои, мощность 0.2-0.3 мм) и смеси

25% технического вазелина с 75% моторного масла (темные мягкие слои, мощность 0.6-0.9 мм, вязкость — 37 па*с). Исходные размеры модели — 52x127x5.5 (4.5) мм. Моделирование проводилось в 5-8 этапов с ускорением 55-60 г в течение 1-10 с на каждом этапе. На фотографии последнего этапа нами проводилась линия профиля и выделялись домены — по одному на каждую пару складок. Далее на всех фотографиях предыдущих этапов также проводились линии профиля и выделялись домены, в основном для тех же складок (или тех участков, где они впоследствии образовались). Процедура замеров наклона осевых поверхностей и зеркала складок описана выше, отсчет углов производился от горизонтального вектора, направленного вправо. Поскольку имелись фотографии нулевого (исходного) этапа, сделанные в том же самом масштабе, размер горизонтального сокращения для каждой складки вычислялся через увеличение мощности одной или нескольких пар жестких и мягких слоев,

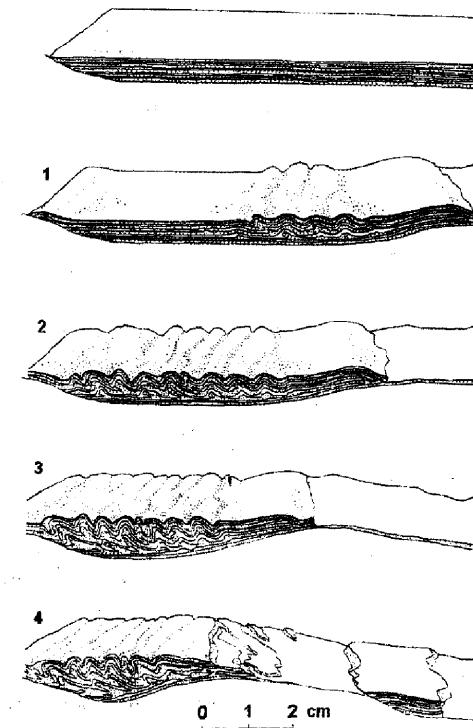


Рис. 9. Модели гравитационной складчатости (по В.Г.Гутерману, рисунок по фотографии). 1 - 4 — стадии эксперимента, пояснения смотрите в тексте

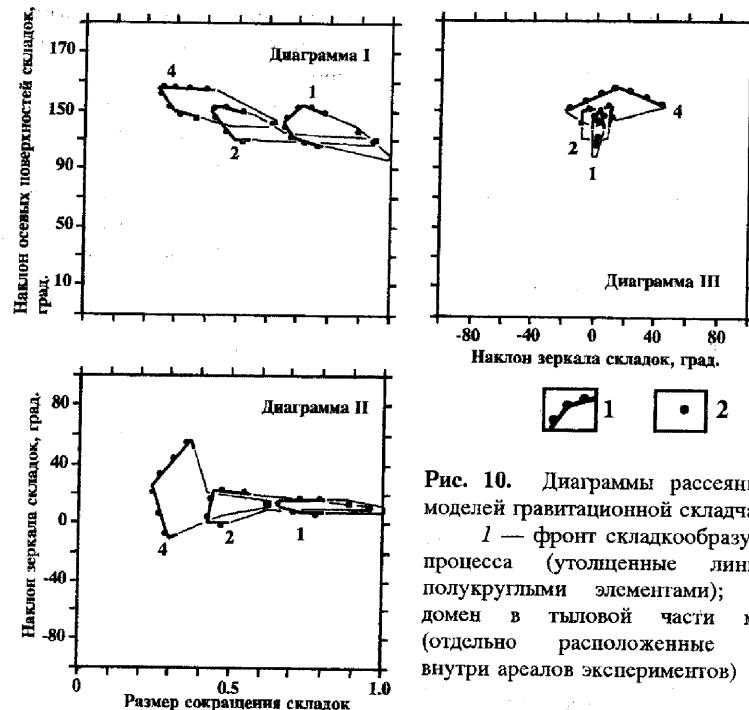


Рис. 10. Диаграммы рассеяния для моделей гравитационной складчатости
 1 — фронт складкообразующего процесса (утолщенные линии с полукруглыми элементами); 2 — домен в тыловой части модели (отдельно расположенные точки внутри арсеналов экспериментов)

измеренной вдоль осевой поверхности с точностью до 0.1 мм (10%) в масштабе моделей. Число замеров в доменах составило 33 для четырех этапов модели ГС-68 и 48 для четырех этапов модели ГС-69. Полученные замеры были вынесены на те же три типа диаграмм рассеяния, что и природные данные (рис. 10). Они объединены по типам моделей и по этапам. На примере этих диаграмм очень удобно не только провести сравнение с природными структурами, но и обосновать **важное представление о фронте складкообразующего процесса**, которое будет нами в дальнейшем активно использоваться.

Каждый этап модели характеризуется своим индивидуальным ареалом, за пределами которого точки, соответствующие замерам структурных признаков в доменах, не встречаются. Такой ареал оконтуривается ломаной линией, которая проводится по его крайним точкам. Понятно, что исходная точка, из которой "выползает" любой процесс складкообразования, — это недеформированный домен с горизонтальной слоистостью. Поэтому в каждом ареале та его граница, которая отстоит в поле структурных признаков далее всего от позиции недеформированного домена, является для него максимально развитой

складчатостью. Три ареала для серии ГС-68 (1, 2, 4) на рис. 10 показаны тонкой линией с усилением (толстая линия с полукруглыми элементами) в части наиболее развитого процесса. Рассмотрим подробно конфигурацию этих ареалов.

На диаграмме I (наклон осевых поверхностей — размер сокращения складок) начальные стадии и той, и другой серии касаются "стартовой" точки (90^0 наклона и 1.0 — отсутствие сокращения). Домены с максимально развитой складчатостью для этих серий находятся в районе 110^0 и 0.65 (для "1"). Ареалы последующих стадий смещаются в сторону увеличения углов наклона ($140-150^0$ для "4" и увеличения размера сокращения (0.25 для "4"). При этом их наименее развитые домены также смещаются в том же направлении — до значений 110^0 и 0.6 для стадии "4".

На диаграмме II (наклон зеркала складок — размер сокращения складок) наблюдается схожая по смыслу картина: видно последовательное продвижение ареалов стадий эксперимента от стартовой точки (0^0 наклона зеркала складок и 1.0 сокращения складок) к области наиболее развитой морфологии (сокращение складок 0.25 и наклоны зеркала от $+40^0$ до -40^0 для стадии "4"). Видно, что в целом ареалы не уходят далеко от горизонтального положения зеркала складок. Обращаем внимание читателя на то, что отклонения от основной линии развития процесса для диаграммы II зависят от выбираемого размера домена в случае большого количества мелких складок: при небольшом размере домена это будут наклоны крыльев крупных складок, при больших — останется только "региональный" наклон.

Наконец, на диаграмме III (наклон осевых поверхностей складок — наклон зеркала складок) хорошо видна та же тенденция: последовательное смещение ареалов стадий процесса от стартовой точки в центре диаграммы (90^0 наклона осевых поверхностей — 0^0 наклона зеркала складок) к заметным наклонам осевых поверхностей при сохранении горизонтального зеркала складок.

Не показанный на диаграммах эксперимент ГС-69 в целом повторяет основные тенденции в продвижении складкообразующего процесса на поле трех диагностических диаграмм.

Таким образом, из рассмотрения этих трех диаграмм можно сделать вывод о характере морфологии гравитационной складчатости. Это — моновергентная структура с субгоризонтальным зеркалом складчатости. Увеличение наклона осевых поверхностей складок сопровождается ростом их сокращения; очевидно, что чем большее трение будет наблюдаться на подошве толщи, тем больше наклон осевых поверхностей будет отклоняться от вертикали. Второй вывод

заключается в том, что на этих трех диаграммах положение замеров структурных признаков в доменах с максимально развитой складчатостью является показателем тенденции развития процесса и может служить индикатором самого процесса. Линии, оконтуривающие положение доменов с максимально развитыми морфологическими признаками, мы будем в дальнейшем называть фронтом складкообразующего процесса.

Вернемся к диаграммам, на которых нанесены замеры морфологии доменов в трех тектонических зонах Большого Кавказа. Здесь также оконтурены ареалы для каждой тектонической зоны отдельно (рис. 8 — кружки, крестики и квадратики). Фронт складкообразующего процесса показан отдельной линией с полукруглыми элементами. Для оконтуривания ареала доменов Шахдагской зоны используется линия, соединяющая квадратики, для Тфанской — линия, соединяющая крестики, и для Чиаурской — линия, соединяющая кружки. Обращает на себя внимание, что положение этих линий в районе фронта складкообразующего процесса на всех трех диаграммах очень схожее. Напротив, линии, оконтуривающие положение доменов с относительно слабо развитой складчатостью для разных зон, отличаются заметно. Ближе всего к стартовой точке на диаграммах I и II находится линия, отвечающая Шахдагской тектонической зоне. Линия для наименее развитых доменов Тфанской зоны находится в среднем положении, а линия, проведенная по доменам Чиаурской тектонической зоны, отстоит далее всего от стартовой точки. Из этого прежде всего можно сделать два вывода. Первый: складчатость во всех трех тектонических зонах имеет весьма сходное происхождение. Второй: с севера на юг, от Шахдагской к Чиаурской зоне, увеличивается степень развития складкообразующего процесса. Наиболее заметными различиями в положении части фронта складкообразующего процесса для трех зон является последовательное продвижение его в сторону увеличения наклона осевых поверхностей от Шахдагской к Чиаурской зоне на диаграмме I (от 100° до 120° соответственно) и увеличения размера сокращения (от 0.45 до 0.25). Та же тенденция видна на диаграмме II. Это — последовательное продвижение от Шахдагской к Тфанской зоне от 40° наклона зеркала складок к 90° и от 0.5 сокращения складок к 0.3. Данные различия имеют отношение к отмечаемой многими исследователями асимметрии структуры Большого Кавказа (южная вергентия осевых поверхностей складок). Однако, как видно из диаграмм, степень такой асимметрии может оказаться не очень заметной.

После сделанных выше описаний морфологии эксперименталь-

ной гравитационной складчатости и складчатости природной несложно сделать вывод о невозможности формирования данной природной структуры в результате действия механизма гравитационного соскальзывания (механизма оползания со склона поднятия) как единственного, а не в комбинации с какими-либо другими процессами. Обращают на себя внимание прежде всего несовпадение моновергентности экспериментальной и дивергентности природной складчатости, а также отличия на диаграмме III — рост только наклона осевых поверхностей складок для модельной структуры и (важное отличие) — одновременный рост и наклона осевых поверхностей, и наклона зеркала складок для структуры природной. Поскольку положения фронта складкообразующего процесса природного и фронта экспериментального явно не совпадают, можно утверждать, что изученная природная складчатость Большого Кавказа не могла образоваться в результате процесса гравитационного соскальзывания как единственного процесса образования складчатости.

Морфология складчатости бокового давления

В рассматриваемой публикации В.Г.Гутерман анализирует специально осуществленные им для сравнения с гравитационной складчатостью модели складчатости бокового давления.

Материал для экспериментов (СБД-3 и СБД-6) использовался тот же самый, что и для моделирования гравитационной складчатости. Боковое давление осуществлялось со стороны подвижной стенки поршия (рис. 11), за которую до начала очередного этапа моделирования помещался мягкий материал (смесь вазелина и

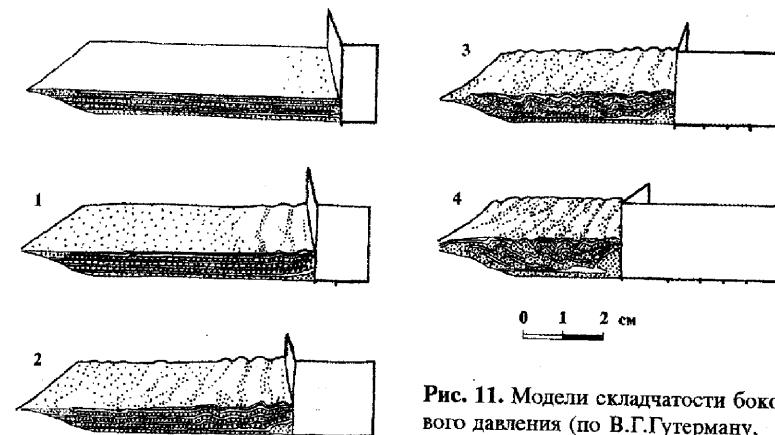


Рис. 11. Модели складчатости бокового давления (по В.Г.Гутерману, рисунок по фотографии)

моторного масла). Выравнивание уровней материала по обе стороны поршня в процессе центрифугирования приводило к его перемещению и деформировало слоистую толщу. В.Г.Гутерман отмечает, что подобие строения слоистых толщ в двух типах экспериментов приводило к подобию в облике возникающей складчатости. Основное отличие наблюдалось, естественно, в тыльной части структуры: отсутствие деформаций в гравитационной складчатости и наиболее интенсивная деформация в складчатости бокового давления. Хотим специально отметить, что сравнение двух типов экспериментальной складчатости, сделанное в этой публикации, является редким событием для работ по генезису структур. Нами были исследованы два многоэтапных эксперимента — СБД-3 и СБД-6. Три стадии из пяти для СБД-6 показаны таким же образом, как и гравитационная складчатость — на диаграммах. Количество измеренных доменов для этих стадий было 5, 6, 6.

На всех трех диаграммах (рис. 12) наблюдается картина, в целом сходная с морфологией складчатости соскальзывания со склона поднятия. Увеличение наклона осевых поверхностей складок при росте

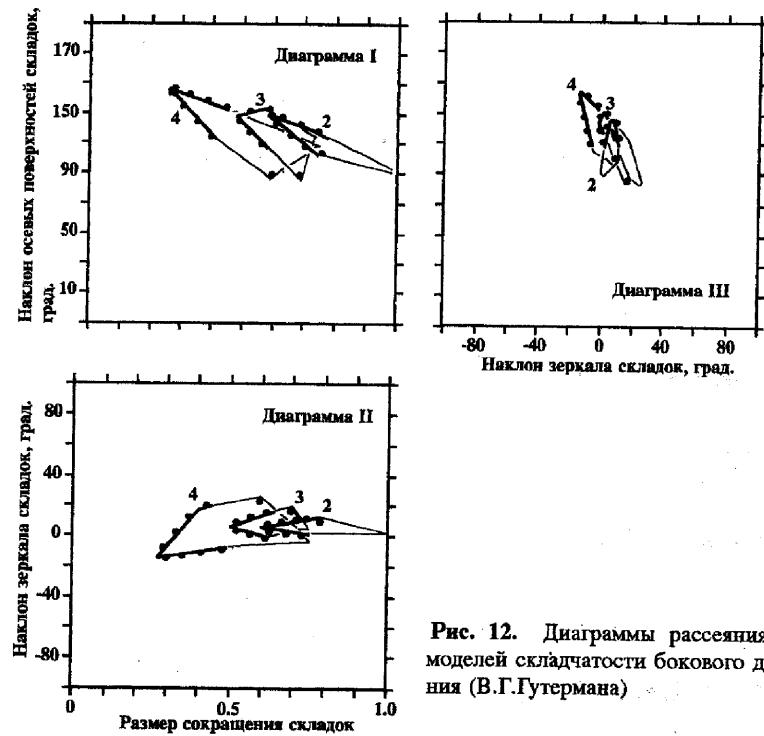


Рис. 12. Диаграммы рассеяния для моделей складчатости бокового давления (В.Г.Гутермана).

их сокращения и слабый рост разброса значений наклона зеркала складок характерны для развития процесса складчатости бокового давления. Однако на третьей диаграмме для серии СБД-6 увеличение наклона осевых поверхностей до $130\text{--}150^\circ$ явно сопровождается ростом отрицательных наклонов зеркала складок. Эту особенность мы связываем с развитием небольших надвигов (дуплексов) в деформируемой толще, совпадающих по наклону с основной вергеницией складок. Таким образом, данная модель показывает нам скорее пример складчатости принадвиговой или дуплексной.

Другой выразительный пример складчатости бокового давления мы видим на фотографиях хорошего качества в публикации Дж.Диксона и Р.Тиррела [Dixon, Tittel, 1991]. В экспериментах, по словам авторов, наблюдались три механизма: *layer parallel shortening*, *folding* и *thrust faulting*. Основной целью проводившихся экспериментов (рис. 13) являлось изучение влияния литологической последовательности на структурную эволюцию, более точно — на

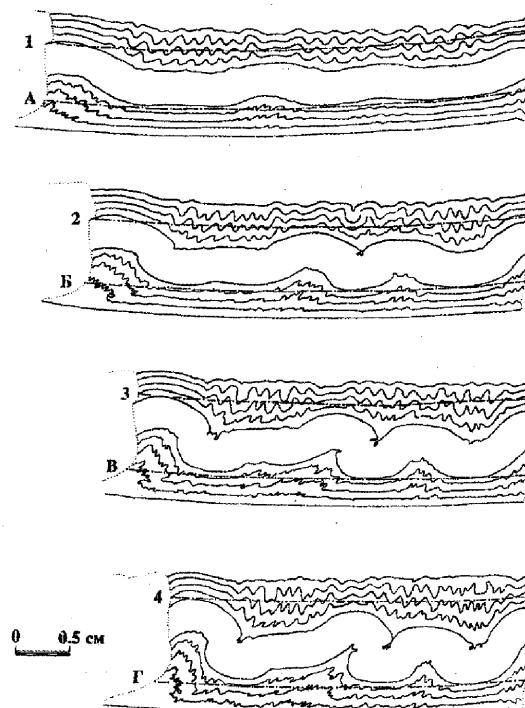


Рис. 13. Модели складчатости бокового давления (по Дж.Диксону и Р.Тиррелю, рисунок по фотографиям).

процесс возникновения и развития надвигов в зонах складчато-надвиговых поясов. Для достижения поставленных целей также использовалось аналоговое моделирование на центрифуге. Модель составлялась из трех пачек различного состава. В верхней и нижней частях это — многослойное чередование пластилина и силиконовой замазки равной мощности (по 0.1 мм), представлявших аналог природных компетентных карбонатных и грубообломочных слоев и некомпетентных глинистых отложений. В этих частях модели возникали мелкие складки. В средней части (в целом более компетентной) — либо только слои пластилина (в серии F14), либо чередование более мощных слоев пластилина со слоями силиконовой замазки меньшей мощности. Эта пачка обеспечивала возникновение более крупных складок. Общее количество слоев достигало 96, мощность модели 10 мм. Размеры в плане 127x76мм. Необходимое перемещение возникало в результате расплзания удаленного клина (материал — пластилин). Прототипные параметры модели: мощность 2 км (10 мм), удельный вес 2.4 (1.45), ускорение силы тяжести 1 g (2500-4000 g), длительность процесса 1.15 млн. лет (1 ч). Из имеющихся в статье фотографий нами была выбрана представленная четырьмя стадиями серия F14, потому что это давало возможность проследить развитие процесса в одной модели. На каждой фотографии нами проводилось по два профиля через области развития мелких складок, соответственно в верхней и нижней частях модели. Каждый профиль делился на 26 доменов, всего было измерено 208 доменов. В отличие от предыдущих экспериментов, отсчет углов производился от горизонтального вектора, направленного налево, что позволило получать на диаграммах вергенцию, совпадающую по направлению с уже изученными структурами.

На диаграммах I, II, III (рис. 14) показаны ареалы доменов для трех стадий нижнего профиля (A, B, Г) и тех же стадий верхнего профиля (1, 2, 4) с выделением фронта складкообразующего процесса для каждого ареала. Отчетливо видно, как развитие складчатости для нижней части структуры стремится в район диаграммы I с параметрами 0.15-0.20 сокращения складок и 150-170⁰ наклона осевых поверхностей. Это очень напоминает морфологию экспериментов В.Г.Гутермана. На диаграммах II и III заметно отличие морфологии от предыдущих моделей: происходит сильное отклонение значений наклона зеркала складок в диапазоне сокращений складок 0.15-0.40 до величин 60-100⁰. Однако это связано с первыми четырьмя доменами, непосредственно прилегающими к поверхности мягкого штампа и испытывавшими поворот всей слоистости. Другое отличие связано с наличием слабодеформированных доменов даже на последней стадии,

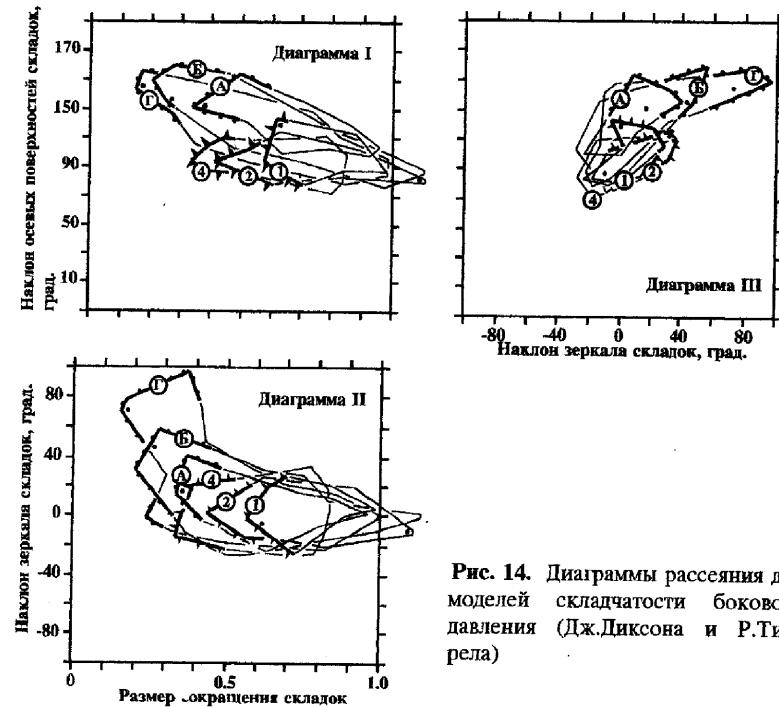


Рис. 14. Диаграммы рассеяния для моделей складчатости бокового давления (Дж.Диксона и Р.Тиррела)

что объясняется влиянием изгибающейся более жесткой средней части модели. Очень похожей на предыдущие соответствующие модели выглядит и верхняя часть структуры. Поскольку почти полностью отсутствует трение на подошве этой верхней трети модели, фронт складкообразующего процесса, приближаясь к значениям 0.3-0.4 сокращения складок, очень слабо отклоняется от вертикального положения осевых поверхностей складок — всего до 100-110⁰. Некоторая вытянутость ареалов последних стадий вдоль диагонали на диаграмме III (рост наклона осевых поверхностей соответствует росту наклона зеркала складок) объясняется сильным влиянием изгибаания средней части толщи модели в районе мягкого штампа. Таким образом, основные тенденции механизма бокового давления в экспериментах Дж.Диксона и Р.Тиррела хорошо подтверждают описанные выше особенности: рост наклонов осевых поверхностей складок при росте их сокращения в условиях прилипания нижней части толщи, а также слабое изменение наклона зеркала складок.

Что касается соответствия исследуемой структуры Большого Кавказа моделям Дж.Диксона и Р.Тиррела, а также моделям СБД-3 и СБД-6 В.Г.Гутермана, то по отличиям направлений фронта

складкообразующего процесса на диаграммах I, II и III можно настаивать на отсутствии такого соответствия. Это означает, что и данный процесс как единственный не может быть привлечен для объяснения происхождения исследуемых природных структур. Основное различие моделей гравитационной складчатости и складчатости бокового давления касается степени сокращения складок в тыловой части моновергентной структуры (соответственно — наименьшая и наибольшая), что подтверждает выводы, сделанные ранее В.Г.Гутерманом [1987].

Складчатость сокращения основания осадочного чехла

Очень интересные эксперименты по воспроизведению складчатости геосинклинального типа были осуществлены В.Н.Ларином [1980].

В исходном состоянии каждая модель представляла собой брикет тонких слоев пластилина общей мощностью около 1 см, длиной 45-50 см, шириной 5,5-6 см, уложенный на бумажные полоски. Готовый брикет нагревался снизу до состояния, близкого к плавлению, затем укладывался на плоскую поверхность, в которой находилась вертикальная узкая щель. На следующей стадии бумажные полоски принудительно затягивались в эту вертикальную щель, благодаря чему площадь модели сокращалась и возникала складчатость. После остывания и затвердевания модель разрезалась и фотографировалась (рис.15). Проведенный В.Н.Ларином анализ условий эксперимента показал, что наилучшим образом критериям подобия удовлетворяет пластилин, нагретый до температуры $55-60^{\circ}\text{C}$ и имеющий вязкость около $10^2 \text{ Па}^*\text{s}$, деформируемый в течение нескольких минут. Разнообразие моделей достигалось варьированием величины затягивания полосок и степени разогрева модели. Кроме складок двух-трех порядков, формировались надвиги, что, вероятно, связано с движениями серии лежащих друг на друге бумажных полосок, при которых нижележащие (более внешние) перемещались больше, чем вышележащие (более внутренние).

В.Н.Ларин отмечает сходство моделей со структурами Большого Кавказа и Альпами (рис. 15, модели C1, C2, C3, C4 и A1, A2; маркировка наша). Модели C4 и A2 на рисунке не показаны, чтобы не перегружать его.

Исходные фотографии проделанных экспериментов, имевшие хорошее качество, нами были увеличены и дешифрированы. В отличие от исследованных выше экспериментов В.Г.Гутермана и Дж.Диксона эти структуры не являются последовательными стадиями одного

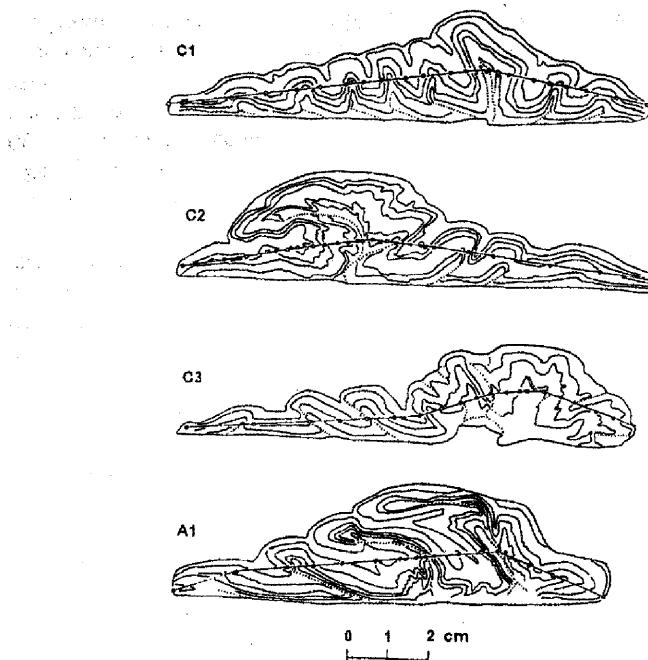


Рис. 15. Модели складчатости сокращения основания осадочного слоя (по В.Н.Ларину, рисунок по фотографиям)

эксперимента, поэтому особенности процесса сокращения основания могут быть проанализированы только на основе совокупности структур. По этой же причине возникла сложность в определении размера сокращения складок в доменах, поскольку исходная мощность слоев точно не известна. Имеющиеся концентрические складки по периферии моделей позволяли, однако, делать необходимые предположения о сохранении исходной мощности слоев на отдельных участках модели и определять размер сокращения. Другая сложность связана с наличием некоторого числа смещений по надвигам и существующими концентрическими складками, охватывающими почти всю мощность модели. Варьирование размера выделяемых доменов и числа слоев, используемых для вычисления размера сокращения складок в доменах, показало, что общая картина морфологии модели остается неизменной. Отличия заключаются в меньшем разбросе значений структурных признаков при относительно большом размере доменов. Характерно, что средний по модели размер сокращения

складок при этом оставался неизменным. Подбирая размер и направление линии профиля вдоль модели, в большинстве случаев удавалось обходить надвиговые структуры. Те разрывные структуры, которые пересекали линию профиля, рассматривались нами как очень сильно сжатые складки, и амплитуда перемещения по ряду слоев считалась увеличением мощности этих слоев в замке данной "складки". Количество выделенных доменов колеблется от 16 до 30 для одного эксперимента, в среднем — по 20-23 домена. Четыре "кавказские" модели охарактеризованы 92 доменами, две "альпийские" — 43 доменами.

Положения фронта складкообразующего процесса для четырех "кавказских" экспериментов обнаруживают ряд черт, не встречавшихся в предыдущих моделях. Прежде всего, это дивергентность структуры и по наклонам осевых поверхностей, и по наклонам зеркала складок. На диаграмме I (рис. 16) видно, что фронты двух менее продвинутых экспериментов (C1, C2) имеют выступы,

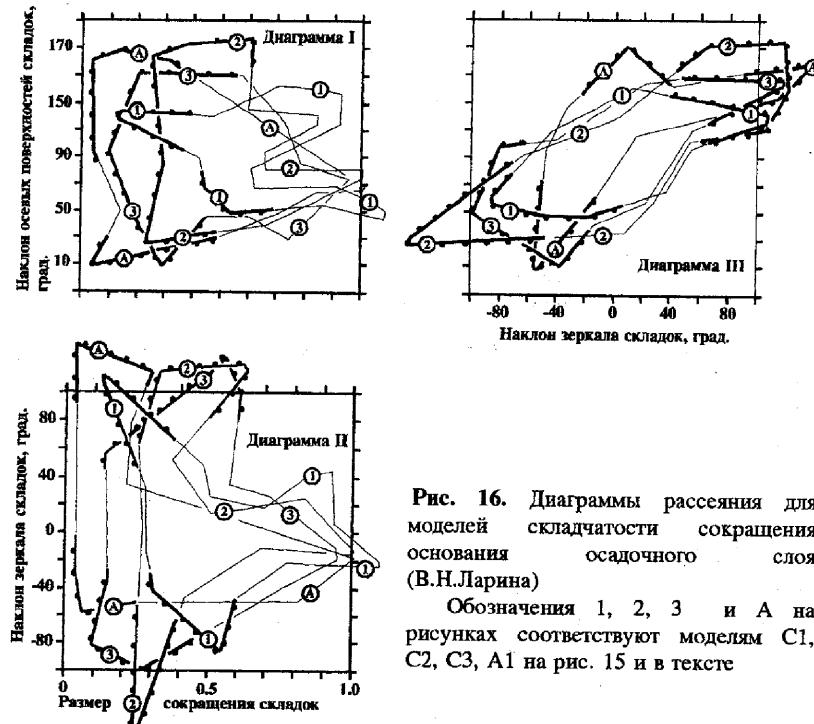


Рис. 16. Диаграммы рассеяния для моделей складчатости сокращения основания осадочного слоя (В.Н.Ларина)

Обозначения 1, 2, 3 и А на рисунках соответствуют моделям С1, С2, С3, А1 на рис. 15 и в тексте

аналогичные "сдвиговой" тенденции гравитационной складчатости и складчатости бокового давления, и соответствующие ареалы касаются "стартовой точки" своими наименее развитыми доменами. Два более продвинутых эксперимента (показан С3) имеют фронт складкообразующего процесса, плавно дугообразно огибающий точку наиболее развитой складчатости (90^0 наклона осевой поверхности и 0.1-0.2 сокращения складок). В целом фронт процесса на диаграмме I напоминает природный ареал, однако ареал экспериментальный закрывает заметно большее пространство как по наклонам осевых поверхностей, так и по размеру сокращения складок.

В "альпийских" экспериментах эта тенденция усиlena, причем "сдвиговые" выступы сохранились. На диаграмме II фронт процесса для эксперимента А1 по своим контурам очень напоминает природную структуру, однако процессшел явно дальше, чем в природе.

Во всех "кавказских" экспериментах встречаются домены с перевернутыми зеркалами складок и сокращением более 0.2, что в исследованных нами природных структурах не встречается. В "альпийских" экспериментах, как и следовало ожидать, перевернутых по зеркалу складок и очень сильно сжатых доменов еще больше. На диаграмме III хорошо видно, что ареалы природной и экспериментальных структур очень близки, однако экспериментальный процесс ушел дальше природного. Существующие относительно более сильные отклонения по наклону осевых поверхностей, чем по наклонам зеркала складок, говорят об избыточной доле "сдвиговой" компоненты. "Альпийские" эксперименты, кроме того, что фронт складкообразующего процесса ушел еще дальше по диагональному направлению на этой диаграмме, показывают явные примеры влияния "сдвиговой" тенденции.

Эксперименты В.Н.Ларина показывают неслучайное сходство с природными структурами, хотя по продвинутости процесса находятся явно дальше природных. Однако есть особенность более общего характера, на которую следует обратить внимание: в тех случаях, когда в эксперименте присутствует элемент поворота доменов внутри структурной ячейки, а не просто элементы горизонтального сдвига, морфология становится наиболее близкой природной. В целом данные эксперименты нельзя назвать идеальными, простыми, поскольку в них наблюдаются элементы поворота, сокращения и горизонтального сдвига. Эти элементы сложности, вероятно, и сближают их с природными структурами. Кроме того, по смыслу экспериментов нужно предполагать существование структур редуцирования кристаллического фундамента под каждым небольшим антиклиниорием,

с шагом 5-8 км вкrest простираия всего Большого Кавказа, что представляется маловероятным. По этим соображениям участие исследованного механизма в формировании природной структуры нами отвергается.

Складчатость конвективного типа (аналоговая модель)

Несомненно, существующие процессы возникновения структур диапирого типа — глиняных и соляных диапиров в молодых неизмененных осадках и гранито-гнейсовых диапиров в метаморфических породах — заставляют сделать предположение и о возможном существовании подобных процессов при формировании складчатости в слабометаморфизованном мощном чехле пассивных окраин континентов. Эта проблема всесторонне исследована М.А.Гончаровым [1988]. Им же в соавторстве с Ю.М.Гореловым проведено большое количество экспериментов по воспроизведению адвектических (конвективных) структур в осадочном чехле. Результаты части этих экспериментов опубликованы [Гончаров, 1988; Белоусов и др., 1988]. Эксперименты проводились следующим образом: разноцветные порошки сплава канифоли (90%) и машинного масла (10%) насыпались в форму размером 280x98мм (50 слоев), затем материал под давлением уплотнялся и приготовленный брикет прогревался в течение нескольких часов при температуре около 70°C, причем разница температур на подошве и кровле составляла около 5°C. Вязкость материала составляла около 10^{14} пуз. Эксперимент по критериям подобия отвечал мощности деформируемого слоя в 10-20 км, времени — около 1 млн. лет, по критерию Рэлея могли возникать конвективные вальные. Разница температур была причиной возникновения инверсии плотностей и конвективных движений. По окончании эксперимента образец охлаждался до комнатной температуры, разрезался нагретой металлической нитью и фотографировался в вертикальных срезах. Эти эксперименты, как и эксперименты В.Н.Ларина, не являются стадиями одного опыта, что вызывает заметные трудности при интерпретации. Наиболее удобны в этом смысле эксперименты, в которых до стадии нагревания путем продавливания серии нагретых металлических нитей наносились вертикальные метки. Вместе с изначально горизонтальной слоистостью эти метки образовывали ортогональную сетку, что позволило нам достаточно легко проводить необходимые измерения структурных признаков.

Из всего любезно предоставленного нам М.А.Гончаровым материала были выбраны 8 фотографий экспериментов наилучшего

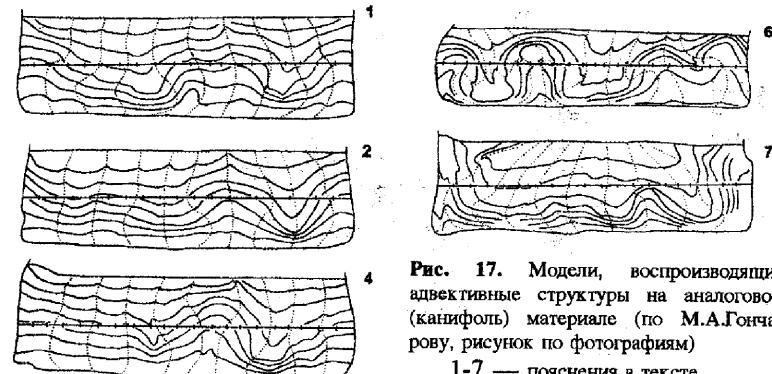
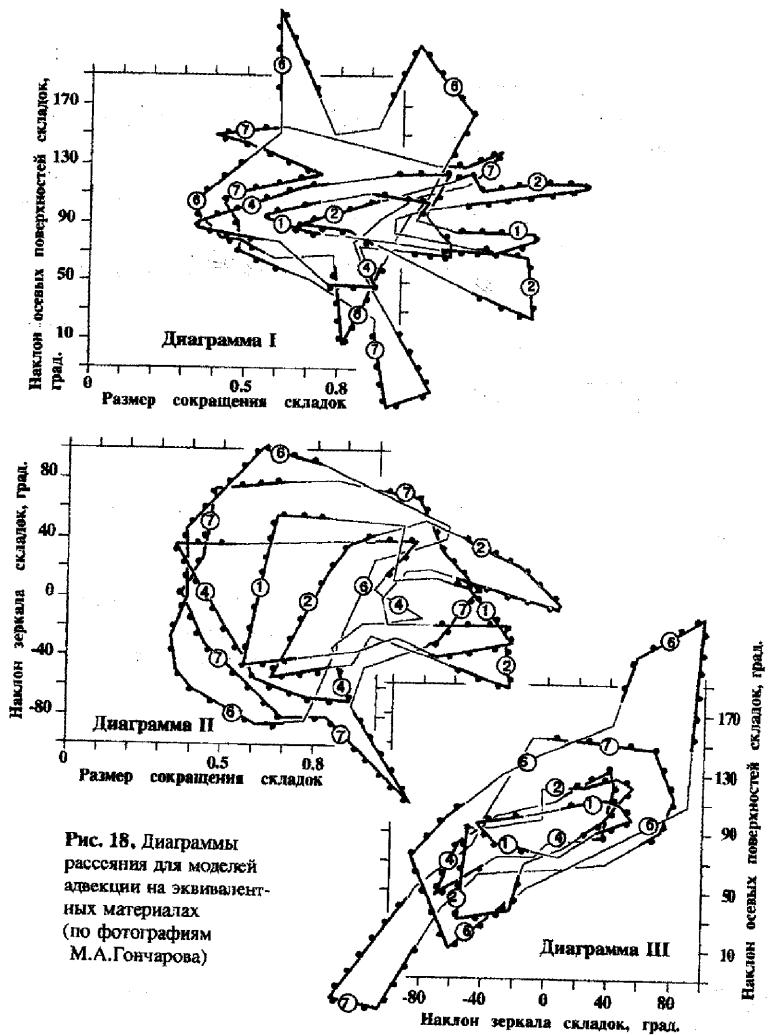


Рис. 17. Модели, воспроизводящие адвектические структуры на аналоговом (канифоль) материале (по М.А.Гончарову, рисунок по фотографиям)

1-7 — пояснения в тексте

качества (рис. 17). Как правило, в экспериментах наблюдалось по 4 структурных ячейки, профиль делился на 17-24 домена, всего было измерено 165 доменов. Часть фотографий, видимо, сделаны по разным (параллельным) сечениям одного и того же эксперимента. Результаты измерений вынесены на диаграммы I, II, III (рис. 18, показаны пять ареалов из восьми: 1, 2, 4, 6, 7). Сложная, на первый взгляд, картина поддается достаточно простой интерпретации. Все восемь экспериментов были отсортированы по степени развития процесса адвекции (наша маркировка 1-8). Видно, что с развитием процесса адвекции фронт складкообразующего процесса на диаграмме I продвигается от стартовой точки к значениям большого сокращения складок, одновременно у ареала возникают "крылья", раздвигающиеся по значениям большого наклона осевых поверхностей складок и умеренного сокращения или умеренного растяжения (значения сокращения большие чем 1.0). Сокращение (и соответствующее появление складок) или растяжение доменов зависит от формы адвектической ячейки. Если протяженность ячейки вкrest простираия структуры превышает ее мощность, то возникают складки, и чем больше такое превышение, тем больше сокращение складок. Если ячейка имеет протяжение меньшее, чем ее мощность, то в ее средней части возникают растянутые (с отсутствием складок) домены. Разлапистая форма ряда ареалов объясняется существованием трехчетырех структурных ячеек в одном профиле.

Ареалы тех же экспериментов (1, 2, 4, 6, 7) на диаграмме II показывают в целом сходную картину. На диаграмме III видна наиболее характерная картина: все ареалы вытянуты вдоль диагональной оси диаграммы; чем больше условная стадия процесса, тем большее пространство вдоль диагонали занимает ареал. Некоторое



отклонение от строго диагонального направления в сторону горизонтального характерно для экспериментов с малым относительным протяжением ячеек и наоборот.

По ряду признаков фронт складкообразующего процесса для адвективных структур, показанный на диаграммах, явно не совпадает с природной складчатостью. Прежде всего, это недостаточно сжатые складки в доменах с субвертикальными осевыми поверхностями в

случае, если "крылья" ареала не выходят за пределы природного ареала. Если же в экспериментальной структуре есть достаточно сжатые складки в доменах с субвертикальными осевыми поверхностями, то "крылья" этой структуры явно выходят за пределы природных контуров. Разумеется, структуры, в которых наблюдаются растянутые домены, также не могут рассматриваться в качестве похожих на природные структуры. Поскольку чисто адвективные структуры в принципе не относятся к структурам внешнего сокращения (т.е. протяженность профиля, проходящего через структурную ячейку, до и после складкообразования у них постоянна), а для структур Большого Кавказа нами ранее было установлено примерно двукратное сокращение, такой результат представляется вполне закономерным. Таким образом, по критерию схожести конфигурации фронта складкообразующего процесса можно утверждать, что адвекция как единственный механизм не могла образовать исследованные природные структуры трех тектонических зон Большого Кавказа.

Простейшая математическая модель адвекции

Для самой общей характеристики процесса адвекции, кроме моделей, использующих эквивалентные вещества, рассмотрим математическую модель этого процесса [Гончаров, 1988].

Эта модель строилась в следующих предположениях. Толща, в которой развивается деформация, считается горизонтальной и однородной. Границы толщи считаются плоскими, свободными и равноплотностными. Вязкостные свойства эквивалентны ньютоновской вязкой жидкости. Толща имеет кондуктивную теплопроводность. Условия развития конвекции таковы, что развиваются конвективные вали, а не гексагональные бенаровские ячейки.

Полученные в этих предположениях уравнения движения точек позволяли рассчитать морфологию линейных складчатых структур. Это делалось, исходя из перемещений точек, характеризующих первично горизонтальные и вертикальные линии и степень их удлинения или укорочения (рис. 19). Соответственно, для нескольких доменов по профилю удавалось рассчитать основные структурные признаки. Нами была составлена компьютерная программа, варьирующая при расчетах морфологии доменов величину процесса в условных единицах и соотношение вертикальной и горизонтальной сторон ячейки. Условная величина адвекции считалась равной 1.0, если в центре ячейки изначально горизонтальный слой повернулся на 180° (вверх подошвой). Соответственно, величина адвекции 0.5 есть поворот слоя в центре ячейки на 90° . Одни и те же величины адвекции в разных моделях соответствуют одному и тому же

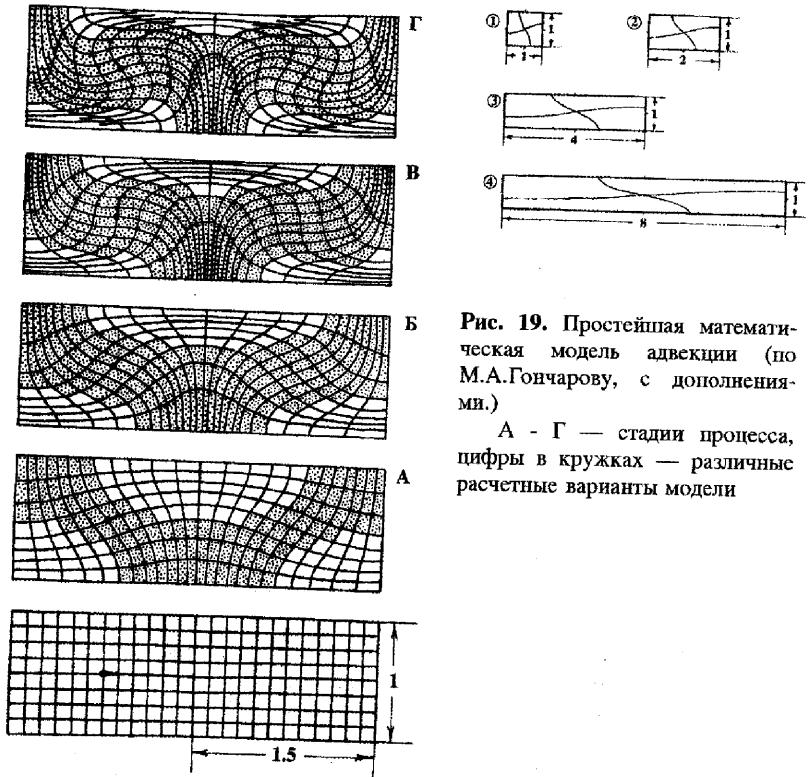


Рис. 19. Простейшая математическая модель адвекции (по М.А.Гончарову, с дополнениями.)
А - Г — стадии процесса, цифры в кружках — различные расчетные варианты модели

времени процесса при одинаковой и постоянной его скорости. Поскольку в разных моделях не совпадала степень уплощенности ячейки, то поворот слоев в центре ячейки был разным для одного и того же времени процесса. Были рассчитаны 16 профилей для четырех значений уплощенности ячейки (1:1; 1:2; 1:4; 1:8; соответствующая маркировка — 1, 2, 3, 4) и четырех величин процесса (0.05; 0.15; 0.25; 0.5), что позволило понять основные закономерности морфологии складчатости, возникающей при чистой адвекции.

Прежде всего, на диаграмме I и II (рис. 20) обращают на себя внимание существенные отличия в положении доменов в центре ячейки в наиболее развитых моделях (величина процесса 0.5) для разной степени уплощенности ячейки. Для ячейки с соотношением сторон 1:1 домены только повернуты, складок в них нет (сокращение 1.0), для соотношения сторон 1:2 складки имеют сокращение 0.5, 1:4 — 0.25, 1:8 — 0.12, т.е. чем более уплощенная ячейка, тем больше

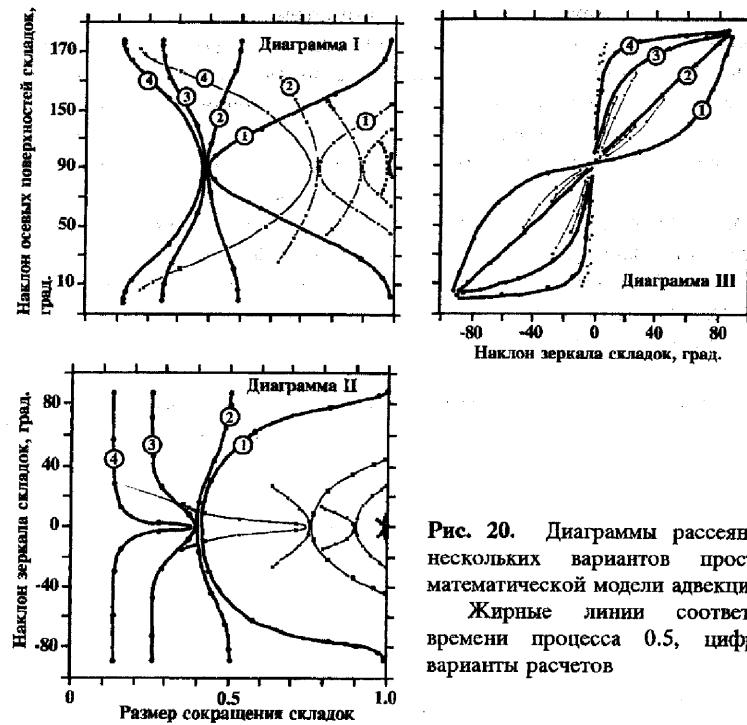


Рис. 20. Диаграммы рассеяния для нескольких вариантов простейшей математической модели адвекции
Жирные линии соответствуют времени процесса 0.5, цифры — варианты расчетов

сокращение складок в доменах, занимающих ее центральную часть. Очевидно, что если ячейка будет вытянута не в горизонтальном, а в вертикальном направлении, домены будут растянуты. Это явление описано выше для моделей на эквивалентных материалах. На диаграмме I видно также, что ячейки с уплощением большим чем 1:2 очень похожи на структуры горизонтального сдвигания. Это сходство прослеживается и на остальных диаграммах. На диаграмме II зеркало складок до значений сокращения 0.4-0.2 имеет незначительные отклонения от горизонтального положения, а в крайних стадиях развития процесса резко расширяется. Соответственно, на диаграмме III для величины процесса 0.25 облако точек вытянуто вдоль оси наклонов осевых поверхностей и только для величины адвекции 0.5 отклоняется к диагональному направлению. Важный вывод касается того, какая степень уплощенности ячейки может быть предложена как наиболее вероятная для природных структур: по формам ареалов моделей и ареалов природных структур видно, что наиболее вероятно существование в природе ячеек с соотношением сторон несколько меньшим чем 1:2.

Таким образом, изучение математической модели адвекции подтверждает основные закономерности развития морфологии складчатости адвективного типа, показанные выше на примере экспериментов на эквивалентных материалах. Сравнение форм ареалов каждой модели по отдельности с ареалами природных структур показывает, что либо мы имеем домены с похожими наклонами зеркала складок и осевых поверхностей складок и недостаточно сжатыми складками, либо складки имеют достаточно большое сжатие, но наклоны зеркала и осевых поверхностей являются слишком большими. Следовательно, вывод о том, что изучаемые природные структуры не могут быть интерпретированы как структуры чисто адвективные, подтверждается.

Математическая модель синтетического процесса: сочетание разных величин адвекции и внешнего сокращения

Указанное выше несоответствие чисто адвективных структур структурам природным может быть уменьшено добавлением процесса внешнего сокращения, при котором равномерно уменьшается длина всей адвективной ячейки и, соответственно, увеличивается ее высота. Изменение морфологии складчатых доменов в результате такого внешнего по отношению к ячейке укорочения легко может быть вычислено (рис. 21). Упомянем только, что при наложении на структуру домена сокращения осевые поверхности и зеркало складок стремятся к вертикальному положению, а сокращение складок увеличивается, если отклонение наклона осевых поверхностей складок от вертикального положения в чисто адвективной модели не превышает 45° .

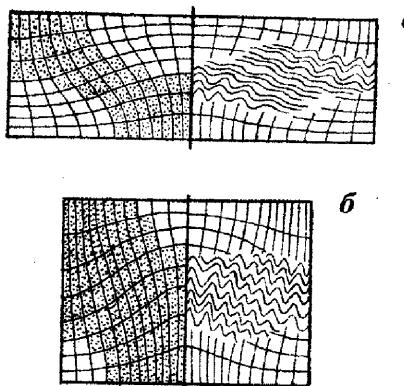


Рис. 21. Математическая (расчетная) модель синтетического процесса — сочетание различных долей адвекции и поперечного укорочения всей ячейки
а — модель чистой адвекции, б — та же модель после сокращения в 1.5 раза

48

Для модели было выбрано соотношение сторон ячейки 1:2, величина адвекции составляла от 0.05 до 0.3 и размер сокращения — от 1.0 (отсутствие) до 0.4 (в 2.5 раза). Всего было рассчитано 24 профиля, по 10 доменов в каждом. Первые шесть профилей имели величину адвекции 0.05, 0.1, 0.15 и сокращение 1.0 и 0.8. Ареалы, соответствующие этим доменам, видны в правой части диаграмм I и II, в областях значений сокращения складок 0.7-1.0 (рис. 22, цифры 1, 2). На диаграмме III они занимают положение, почти параллельное оси наклонов осевых поверхностей. Эти ареалы не совсем совпадают с пространством, характерным для природных структур в данном диапазоне значений сокращения складок: они выступают за пределы природных ареалов на диаграмме I и не закрывают необходимую площадь на диаграмме II. Однако, как указывалось выше, уменьшение соотношения сторон адвективной ячейки до значений 1:1.5-1:1 должно развернуть ареалы на диаграмме III до почти диагонального, и тогда данный недостаток может быть существенно уменьшен. Остальные

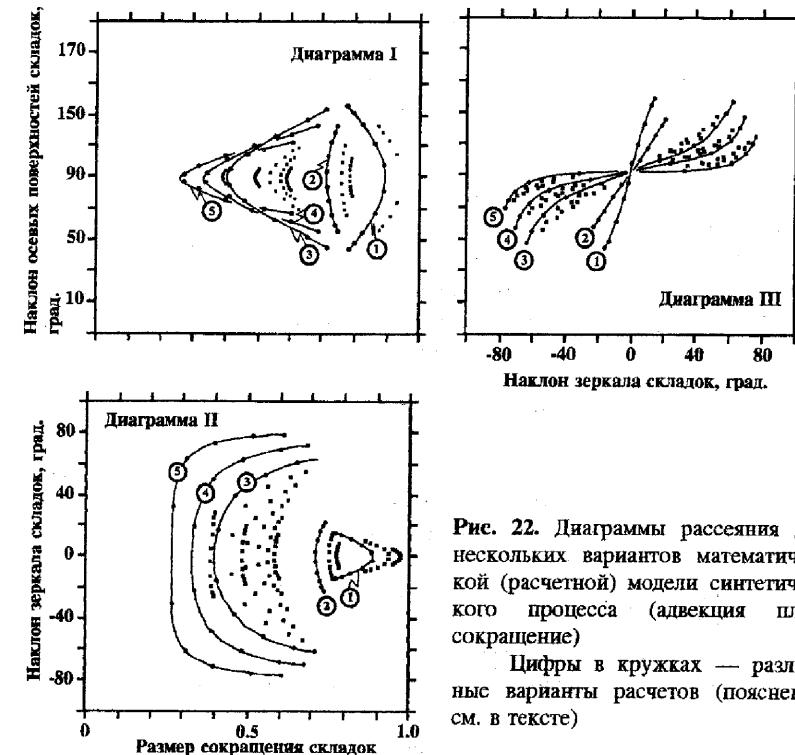


Рис. 22. Диаграммы рассеяния для нескольких вариантов математической (расчетной) модели синтетического процесса (адвекция плюс сокращение)

Цифры в кружках — различные варианты расчетов (пояснения см. в тексте)

49

восемнадцать профилей имели дополнительно, кроме указанных выше низких значений, величины адвекции 0.2, 0.25, 0.3 и размеры укорочения ячейки 0.6, 0.5, 0.4. Ареалы, соответствующие этим профилям, занимают левые части диаграмм I и II, в диапазоне значений сокращения складок 0.3-0.7 (цифры 3, 4, 5). На диаграмме III эти ареалы расположены в пространстве между диагональным направлением и направлением, параллельным оси наклонов зеркала складок. Эти ареалы хорошо совпадают с контурами природных ареалов на диаграмме II и III, и, что особенно важно, вытянутость модельных ареалов практически совпадает с вытянутостью ареалов природных. На диаграмме I обращает на себя внимание то, что при одинаковых значениях сокращения складок диапазон наклонов осевых поверхностей модельных структур заметно меньше отклоняется от вертикального положения, чем в структурах природных. Недостатком рассматриваемой модели является также отсутствие модельных доменов в другой диагонали. Последний дефект модели может быть связан с тем, что в модели слишком плавно изменяется наклон зеркала складок: если ввести по этому параметру случайные отклонения, которые вполне могут иметь место в природе, то по крайней мере часть пустого пространства в ареалах природных структур будет заполнена. Другое, более реальное, объяснение этому будет дано ниже.

В целом именно модель, сочетающая в себе признаки адвективной складчатости (поворота слоистости в масштабах геосинклинального слоя) и внешнего по отношению к ячейке сокращения, показывает наилучшее из всех исследованных моделей сходство с изученными природными структурами. Таким образом, модели, не являющиеся простыми, вероятно, имеют лучшие возможности для описания природных структур.

V. СХЕМА ОСНОВНЫХ ИЗУЧЕННЫХ МЕХАНИЗМОВ

Собранный структурный материал по различным моделям (как экспериментальным, так и теоретическим) позволяет дать подробную сравнительную характеристику всем этим механизмам, что значительно облегчает их диагностику в природных структурах. Воспользуемся для этого все теми же тремя структурными диаграммами (рис. 23).

Из всей группы первыми рассмотрим механизмы, в которых принимает участие сдвигание в горизонтальном плане осадочного чехла. Полное прилипание на дне деформируемого слоя дает характерную позицию фронта складкообразующего процесса в левом

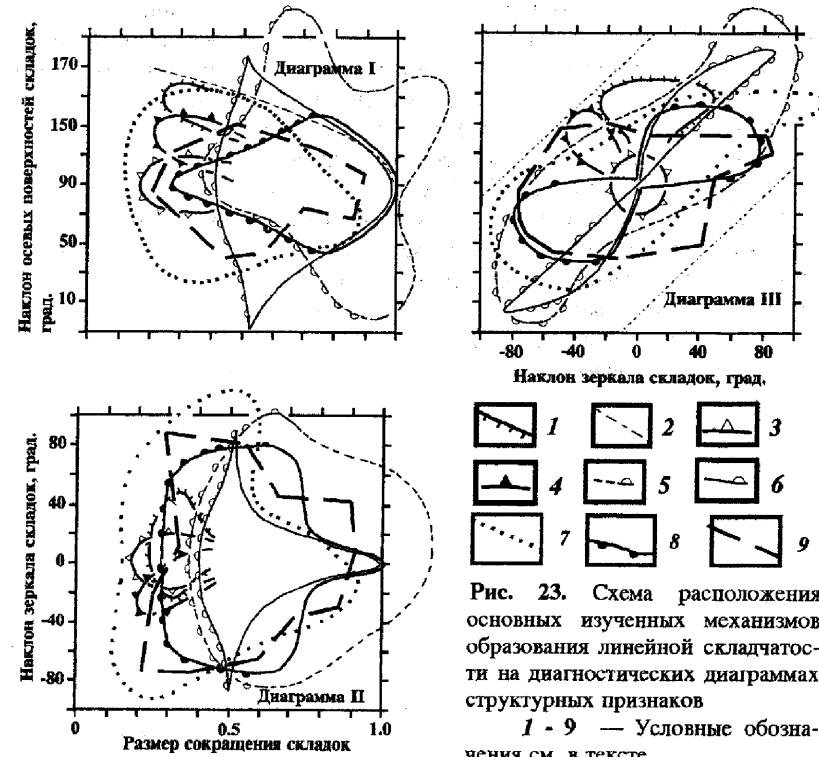


Рис. 23. Схема расположения основных изученных механизмов образования линейной складчатости на диагностических диаграммах структурных признаков
1 - 9 — Условные обозначения см. в тексте

верхнем углу диаграммы I (рис. 23, 1). Линия, ограничивающая ареал складчатости для такого механизма (рис. 23, 2), построена на основе подсчета удлинения первоначально вертикальной линии (осевые поверхности образующихся складок) как результата относительного сдвига кровли и подошвы осадочного чехла. Только для укорочения складок около 0.3 наблюдается заметное увеличение значений наклона зеркала складок, что хорошо видно на диаграммах II и III. Совершенно ясно, что при слабом трении на подошве слоистой толщи фронт складкообразующего процесса (рис. 23, 3) на диаграмме I не будет отклоняться от горизонтальной оси диаграммы (от значения 90^0 наклона осевых поверхностей складок). В предельном случае — это образование складчатости однородного сокращения, которая в данном случае является умозрительной, не оконтуренной ни экспериментальными, ни теоретическими моделями. Для нее определяющей чертой должно быть незначительное отклонение осевых поверхностей складок от вертикального положения, а зеркала

складок — от горизонтального положения при увеличении сжатия складок в доменах. Эта модель вряд ли будет существовать реально, но отметить ее как тенденцию, например при полном проскальзывании в складчатости бокового давления, мы посчитали полезным. В случае надвигового (или дуплексного) развития структур в слоистом чехле угол между осевыми поверхностями складок и зеркалом складок стремится к 180^0 (или к 0^0). Фронт образования такой складчатости показан на диаграмме III линиями с залитыми треугольниками (рис. 23, 4): он стремится сместиться перпендикулярно от главной диагонали диаграммы. Ограничения его распространения вверх влево и вниз вправо показаны пунктирными линиями. На этих линиях угол между осевыми поверхностями складок и зеркалом складок равен 180^0 и 0^0 соответственно. Процессы гравитационного оползания или бокового давления, которые были проанализированы, могут образовывать любые структуры, упомянутые выше. Отличие, как мы уже отмечали вслед за В.Г.Гутерманом, заключается в соответственно слабом или сильном сокращении складок в доменах, находящихся в тылу структуры. В этом месте расположендвигающейся штамп или поднимающейся часть модели. Все структуры этой группы не могут образовывать больших антиклинальных и синклинальных форм в масштабе всего осадочного чехла.

Чисто адвективные структуры (рис. 23, 5, 6) характеризуются следующей ситуацией: либо модель показывает недостаточное сокращение доменов по сравнению с природной складчатостью, а модельные наклоны осевых поверхностей складок и наклоны зеркала складок подобны природным, либо наклоны модельных плоскостей слишком велики по сравнению с теми же природными поверхностями при нормальном укорочении складок. Значительную роль играет отношение горизонтальной и вертикальной сторон адвективной ячейки. При горизонтальном удлинении ячейки укорочение складок в центре ячейки усиливается, при вертикальном удлинении слои в центральной части ячейки испытывают удлинение без образования складок. Распространение ареалов адвективной модели вдоль главной диагонали диаграммы III в целом является характерной чертой: при этом угол между осевыми поверхностями и зеркалом складок сохраняется около 90^0 . Модель адвекции на диаграммах (рис. 23, 6) представлена вариантом из простейшей математической модели с соотношением вертикальной и горизонтальной сторон ячейки 1:1.

Определенное сходство с адвективной моделью в части ориентировки ареала вдоль главной диагонали диаграммы III имеет также модель сокращения основания чехла (модель В.Н. Ларина, рис. 23, 7). В этой сложной модели сочетаются элементы крупномасштаб-

ного изгиба (продольного) с элементами горизонтального сдвигания подошвы всей толщи относительно кровли. Модель сокращения основания осадочного слоя по своей морфологии ближе к изученным нами природным структурам, чем все модели простых механизмов.

По морфологическим критериям ближе всего к природным структурам находится другая комплексная расчетная модель (см. рис. 23, 8), объединяющая адвективную составляющую (которая дает крупномасштабный изгиб слоистости) и компоненту внешнего сокращения. На диаграммах I и III имеются незаполненные модельным ареалом пространства (вакансии) внутри природных (угловатая линия из штрихов средней длины, см. рис. 23, 9) ареалов, наличие которых требует объяснения. Одно, связанное с масштабом возможных неоднородностей, было дано выше. Другое вытекает из факта, что вакансия в левой верхней части природного ареала совпадает с ареалом структур дуплексообразования: если ввести этот механизм в модель в качестве дополнительного, вакансия (и на диаграмме I, и на диаграмме III) будет заполнена. Разумеется, так же можно ликвидировать и симметричную ей вакансию в правой нижней части природного ареала.

Интересно отметить, что собранные данные по морфологии трех зон в этом отношении показывают определенное отличие (см. диаграмму III на рис. 8). Чиаурская зона имеет структуру дуплексообразования с южной вергенцией, Тфанская — оба направления, а Шахдагская — только с северной вергенцией. Заметная часть таких доменов располагается вблизи крупных разломов, являющихся границами зон (Ахтычайский, Малкамудский, он же — Главный Кавказский надвиг). Это может свидетельствовать о существовании пологих надвигов на границе чехол — фундамент и о несколько большем сокращении фундамента по сравнению с сокращением чехла. Для Чиаурской зоны оказался характерным участок развития таких доменов в центре зоны, совпадающий с антиклиналью с верхнеюрским ядром в долине р. Большая Лиахва. Интересные следствия этой особенности будут обсуждены ниже.

Возможность действия горизонтального сдвига в пределах Чиаурской зоны подтверждается частотными гистограммами наклонов осевых поверхностей складок и зеркала складок для всех трех тектонических зон (рис. 24). Распределение наклонов осевых поверхностей для Чиаурской зоны имеет явную асимметрию (средняя оценка — 105^0 , наиболее частотная — 120^0). Другие зоны имеют симметричное распределение этого признака. Эта асимметрия может быть вызвана либо горизонтальным сдвиганием, либо поворотом

VI. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОЛОГИИ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАСТИ

Проведенное исследование механизма образования линейной складчатости хорошо иллюстрирует необходимость раздельного рассмотрения структур разного размера. Поэтому развитие представлений об иерархических уровнях линейной складчатости, типах существующих в природе структур и наборах возможных механизмов их образования представляется нам важной задачей структурной геологии. Одним из возможных методов исследования крупных структур является количественное описание их морфологии. Такое описание удобно делать одинаковым и для природных и для модельных структур, поскольку это позволяет сравнивать между собой разные природные, разные модельные, а также природные и модельные структуры.

Собранные данные по экспериментам на эквивалентных материалах дали возможность достаточно подробно описать ряд механизмов, часто привлекаемых исследователями для интерпретации происхождения линейной складчатости. Были охарактеризованы механизмы гравитационного оползания со склона поднятия, бокового давления (в двух модификациях), сокращения основания осадочного чехла, адвекции на эквивалентных материалах, а также математическая модель адвекции и модель, сочетающая адвекцию и общее укорочение.

Отдельная проблема, решение которой нам пока неизвестно, связана с отличиями морфологии структур адвективных и структур изгиба (поворота) части толщи осадков, сопоставимой по мощности со всем осадочным чехлом. Для экспериментов бокового давления (Дж.Диксона и Р.Тиррела), а также для экспериментов сокращения основания осадочного чехла (В.Н.Ларина) отмечаются домены, морфология которых весьма напоминает природные структуры. Объединяет эти домены одна черта. Это — элементы поворота слоистости в масштабах всей толщи модели. Похожий поворот слоистости наблюдается и в адвективных моделях (как математических, так и использующих эквивалентные вещества). Поворот слоистости в масштабах всей осадочной толщи есть и в синтетической модели. В этой модели, которая признается нами в качестве наиболее удачной, сочетается адвекция и внешнее сокращение. Однако при этом исчезает главное отличие адвективной модели от остальных — появление складчатой структуры при неизменном горизонтальном положении структурного профиля. Поэтому, объясняя природные структуры, нужно говорить не о комбинации адвекции и поперечного сокращения, а о модели

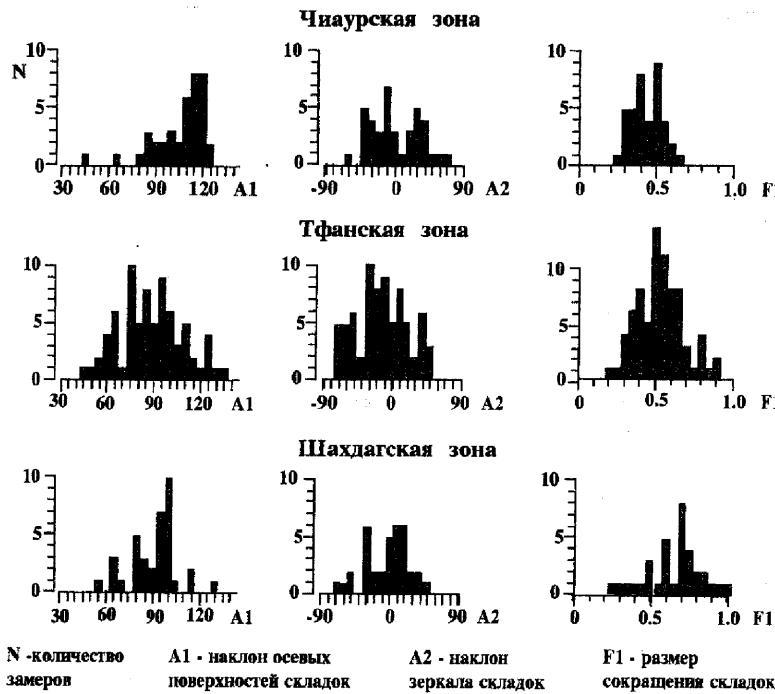


Рис. 24. Гистограммы структурных признаков

(наклоном) всей зоны целиком вокруг оси простирания. Поскольку распределение наклонов зеркала складок для всех трех зон не является асимметричным и средний наклон близок к 0° , должно быть выбрано первое из двух объяснений.

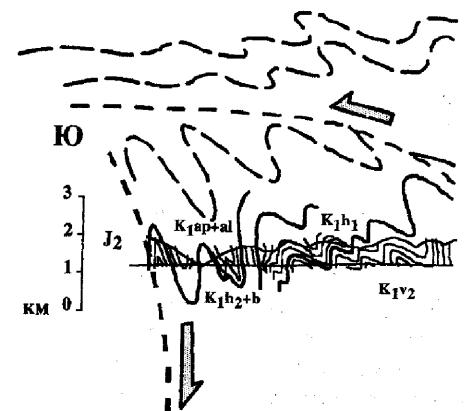
Таким образом, для складчатости трех тектонических зон Большого Кавказа следует принять в качестве основного комплексный механизм, объединяющий в себе адвекцию (поворот) и общее поперечное укорочение тектонических зон. В качестве дополнительного механизма, действовавшего в пределах всей Чиаурской тектонической зоны, привлекается механизм перекашивания (сдвигания), возникающий при смещении верхней части всего осадочного слоя этой зоны относительно его подошвы с севера на юг. На уровне отдельных доменов, вблизи крупных разломов, отделяющих друг от друга тектонические зоны, действует механизм "дуплексного складкообразования". Этот же механизм проявился в центральной части Чиаурской зоны.

поворота, возможно — изгиба, всей толщи в комбинации с внешним по отношению к тектонической зоне сокращением. Физическая природа этого движения неясна, хотя, она вполне может оказаться адвективной. В любом случае, на данный момент развитие крупных изгибов слоистости в результате возникновения инверсии плотностей как следствие одновременного со складчатостью метаморфизма не является ни доказанным, ни опровергнутым.

Основной вывод, касающийся природы изученной линейной складчатости Большого Кавказа, почти совпадает с полученным ранее по методике кинематического анализа линейной складчатости в масштабах тектонической зоны [Яковлев, 1987, 1991]. В первом приближении структура складчатости Большого Кавказа может быть интерпретирована как адвекция (крупномасштабный изгиб) и внешнее сокращение. Новым элементом является определение для Чиаурской зоны дополнительного механизма перекашивания, а также возможное образование надвигов (дуплексов), направленных на юг в Чиаурской зоне, на юг и на север в Тфанская зона и на север в Шахдагской зоне. Последнее обстоятельство позволяет сделать предположение, что кристаллический фундамент имеет несколько большее сокращение в пределах всего Большого Кавказа, чем осадочный чехол. Таким образом, наблюдаются два плана деформации в пределах Большого Кавказа на уровне крупных структур. Это ряд дивергентных структур

Рис. 25. Предполагаемая структура Чиаурской тектонической зоны с развитием дуплексов и шарьяжного перекрытия Закавказского массива

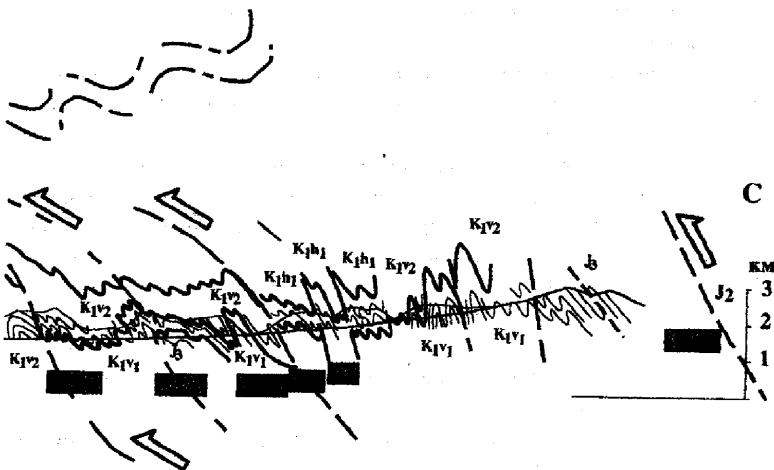
— домены с морфологией дуплексов



в пределах осадочного чехла внутри тектонических зон и черты общей дивергенции всего мегантиклинория Большого Кавказа.

Выявление полосы развития дуплексов в средней части Чиаурской тектонической зоны (рис. 25) позволяет предположить, что наблюдающиеся шарьяжные перекрытия Кахетино-Вандамской шовной зоны флишевыми породами имеют корневую зону именно в этой средней части структуры Чиаурской зоны. Такое предположение объясняет, почему шарьирование на юг сочетается с залеганием верхней части флишевой толщи непосредственно к северу от шовной зоны. Показанная на рис. 25 структура является предварительной и требует дальнейшего уточнения.

Отталкиваясь от полученных сведений по механизму образования линейной складчатости в пределах трех тектонических зон Большого Кавказа и используя данные по особенностям структуры и истории развития всего мегантиклинория, можно выдвинуть, как нам представляется, внутренне непротиворечивую модель развития геодинамической обстановки на альпийском этапе его истории. Тем самым мы показываем возможности предлагаемой методологии в построении кинематических (геодинамических) моделей для структур уровня всего мегантиклинория. Остановимся на основных моментах этой модели.



VII. ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Исходные данные для построения модели. Прежде всего обращают на себя внимание два важных факта: размер сокращения пространства вкрест простирания примерно в два раза и отсутствие крупных поднятий во время складчатости.

Двукратное сокращение пространства является примерно одинаковым для каждой из исследованных зон и внутри каждой зоны (в пределах тектонических ячеек) [Яковлев, 1991]. Так, для 9 тектонических ячеек Чиаурской зоны сокращение составляло от 1.6 до 2.9 со средним 2.17, для 15 структур того же ранга Тфанской зоны — от 1.3 до 3.0 (среднее 1.93), для Шахдагской зоны — 4 ячейки, сокращение от 1.4 до 2.6 со средним 1.8. За некоторыми исключениями, не выделяется какой-либо полосы, в которой усиление сокращения давало бы повод предполагать сдвигание всего чехла с поверхности фундамента. Связь равномерного сокращения пространства с деформациями фундамента может быть показана через рассмотрение возможной ориентации крупных разломов на глубине.

Как было показано выше в описании природной складчатости и разломных границ тектонических зон, нет признаков крупномасштабных (с амплитудой более 1-5 км) срывов на границе чехол — фундамент. Рассмотрим это подробнее, исходя из структурных критерий.

Особенности рассмотренных моделей линейной складчатости подсказывают несколько схем поведения слоистых толщ вблизи разломов (рис. 26). На схеме А показана структура, получающаяся при движении блока вдоль субгоризонтальной поверхности и соответствующем сдвигании осадков с фундамента. Видно, что вблизи такого штампа существует относительное увеличение размера сокращения, возникновение дуплексов и появление относительно более древних пород. Если подошва чехла опускается и вызывает смещение соседнего блока (схема Б), то вблизи разлома остаются более молодые осадки, смятые в складки с относительно более сильным укорочением, не имеющие морфологии дуплексов; при этом более вероятно падение плоскости сместителя под относительно поднятый блок. Если мы имеем стандартный листрический взброс (схема В), то вблизи такого разлома должны встречаться относительно древние осадки и дуплексные структуры. На схеме Г показана невозможность возникновения в чистом виде такого листрического надвига, при котором вблизи разлома будут встречаться более молодые осадки: смятие в складки должно увеличивать вертикальную мощность чехла, и слои в нижней части должны укорачиваться больше, чем

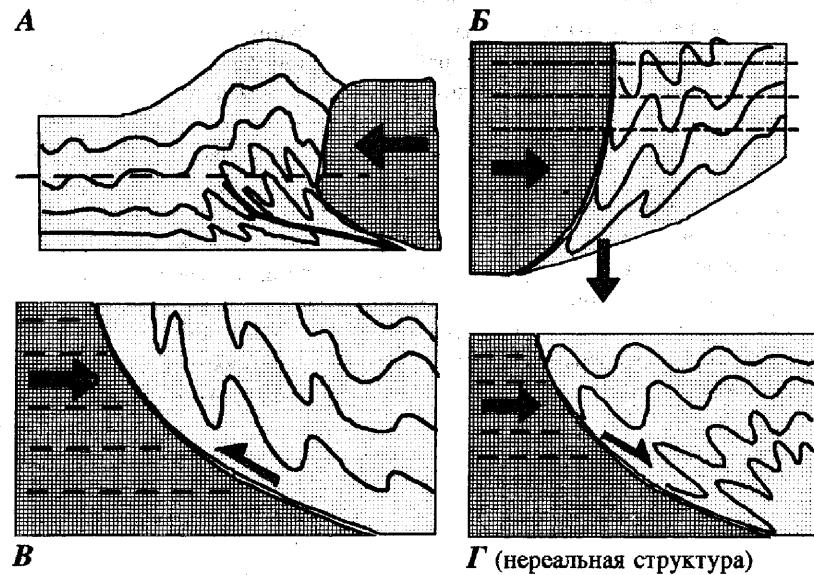


Рис. 26. Схемы (А — Г) поведения слоистой толщи вблизи разломов (объяснения см. в тексте)

смещается штамп слева, поэтому в нижней части структуры фактически возникает пологий сброс, а не надвиг. В связи с этим реальны только первые три схемы. В принципе схема Г может осуществляться при субдукции, то есть при пододвигании левого блока под относительно неподвижный правый, в котором сминается в складки осадочный чехол. Однако, для случая Чиаурской зоны можно утверждать, что пододвигание и проскальзывание Закавказского массива не могло иметь места, поскольку узел разломной структуры в месте замыкания Абхазо-Рачинской зоны, а также контакта Рача-Лечхумской шовной зоны и Чиаурской зоны не мог быть перемещен с юга (см. схему на рис. 6).

Рассмотрим структуру в районе трех разломов, ограничивающих изученные нами тектонические зоны. В районе Рача-Лечхумской шовной зоны мы имеем молодые осадки в северном крыле (рис. 6 и 25), с возможностью слабой дуплексной структуры с надвиганием на юг, и относительно слабо сжатые складки. Здесь применима только схема Б. Имеющиеся представления о пододвигании Закавказского срединного массива под мегантиклиниорий Большого Кавказа, равно как и надвигание Чиаурской зоны по листрическому разлому на юг, следует признать нереальными по структурным

критериям в дополнение к высказанным нами ранее соображениям более общего характера (см. раздел "Границы альпийского..."). Главный Кавказский надвиг в районе р.Ардон (западный изученный участок) несет следы скорее схемы А, т.е. здесь можно увидеть следы сдвигания чехла Чиаурской зоны с поверхности фундамента или с поверхности среднеюрских осадков, однако такие движения не могли иметь амплитуды большей, чем первые километры. Здесь возможная антиклинальная структура сграбления подчеркивается специфической асимметрией складок — субвертикальные южные крылья антиклиналей растянуты примерно в два раза, а северные, полого наклонные, гофрированы, что говорит о наклоне этого участка (его ширина около 2 км) к югу перед окончательным деформированием. Интересно, что аналог этого разлома на восточном участке (Малкамудский разлом) имеет схожую структуру. Ахтычайский разлом несет на себе черты схемы Б, однако наличие дуплексов заставляет видеть и следы схемы В, но значительно меньшей амплитуды. Это согласуется с историей движений: здесь в течение поздней юры—мелы и, возможно, палеогена имело место опускание южного крыла в условиях растяжения, и лишь при основной складчатости возникли взбросовые движения, но значительно меньшей амплитуды (на южном крыле современной структуры, как и ранее, фиксируются более молодые осадки). Поэтому и здесь по структурным критериям нельзя ждать больших срывов по поверхностям листрического типа.

Таким образом, уточнение положения плоскостей крупных разломов по структурным критериям показывает, что и в пределах чехла, и в пределах верхней части кристаллического фундамента плоскости сохраняют в основном субвертикальную ориентировку.

М.Л.Сомин [1982, 1994а, 1994б; Сомин, Видягин, 1987], как уже указывалось, отмечает признаки, с одной стороны, совместной альпийской деформации структур чехла и фундамента, а с другой — наличие срывов вдоль поверхности чехол—фундамент. Эти данные хорошо согласуются с вышеизложенными соображениями, что позволяет признать горизонтальное сокращение самого фундамента. Определенная дивергенция всей структуры мегантиклиниория в его восточной части (см. выше, в разделе "Обсуждение результатов") говорит даже о несколько большем сокращении фундамента по сравнению с сокращением чехла.

Отсутствие горного сооружения в период складкообразования фиксируется очень просто. Наиболее молодые флишоидные осадки Чиаурской тектонической зоны, вовлеченные в складчатость, согласно литературным данным, относятся к среднему палеогену. Низы майкопской толщи, принадлежащие олигоцену, состоят из тонких

терригенных разностей — глин и песков, без конгломератов — и с заметным размывом спокойно ложатся на самые разнообразные по возрасту породы во многих местах по периферии мегантиклиниория. Другое мнение [Щерба, 1987], по которому основная складчатость возникла в сармате, нами уже упоминалось. Впервые конгломераты, которые соответствуют началу активного роста горного сооружения Большого Кавказа, появляются в сарматское время, в конце раннего неогена, соответственно, либо спустя 25-30 млн. лет после предолигоценовой складчатости, либо просто уже после складчатости. В любом случае рост горного сооружения отстает от этого процесса. Подробно исследовавшие этот вопрос Е.В.Артюшков и М.А.Беэр [1985; Артюшков и др., 1997] указывают, что такое явление запаздывания горообразования относительно складчатости характерно для многих районов.

Построение модели. Современная общая ширина зон исследованной части Большого Кавказа составляет около 60 км, что дает около 120 км доскладчатой ширины (минимально, без учета сокращения по надвигам и шарьяжам). Дополнительно мы привлекаем также около 60 км структуры Известнякового Дагестана (по материалам В.Н.Шолло [1964]). Мощность чехла в разных зонах колеблется от 8 до 15 км, к этой мощности нужно добавить по крайней мере такую же мощность деформированного фундамента, что составит 20-30 км мощности деформированной (испытавшей двукратное сокращение) части земной коры. Двукратное сокращение обязано (при линейной структуре и сохранении объема вещества в пределах осадочного слоя) привести к двукратному же росту мощности этого слоя, то есть к опусканию нижней его границы на глубину 40-60 км. Цифры длин и изменения глубин ряда границ, точные для трех исследованных зон, приведены на профилях (рис. 27), построенных в одинаковом вертикальном и горизонтальном масштабе. Обычная длительность формирования складчатости, как указывают Е.В.Артюшков и М.А.Беэр [1985], составляет около 1-3 млн. лет.

Сходство процессов складкообразования и осадконакопления. Специально отметим совпадение местоположения максимального относительного сокращения пространства в период позднекайнозойской складчатости с зоной наибольшего прогибания (Чиаурской). То же явление наблюдалось и во время предпозднеюрской складчатости — именно зона с максимальными ранне-среднеюрскими прогибаниями (в нашей терминологии — Шахдагская) испытала наиболее интенсивную для того времени складчатость. Как отмечают Е.В.Артюшков и М.А.Беэр [1985; Артюшков и др., 1997], весьма часто в миогеосинклинальных зонах

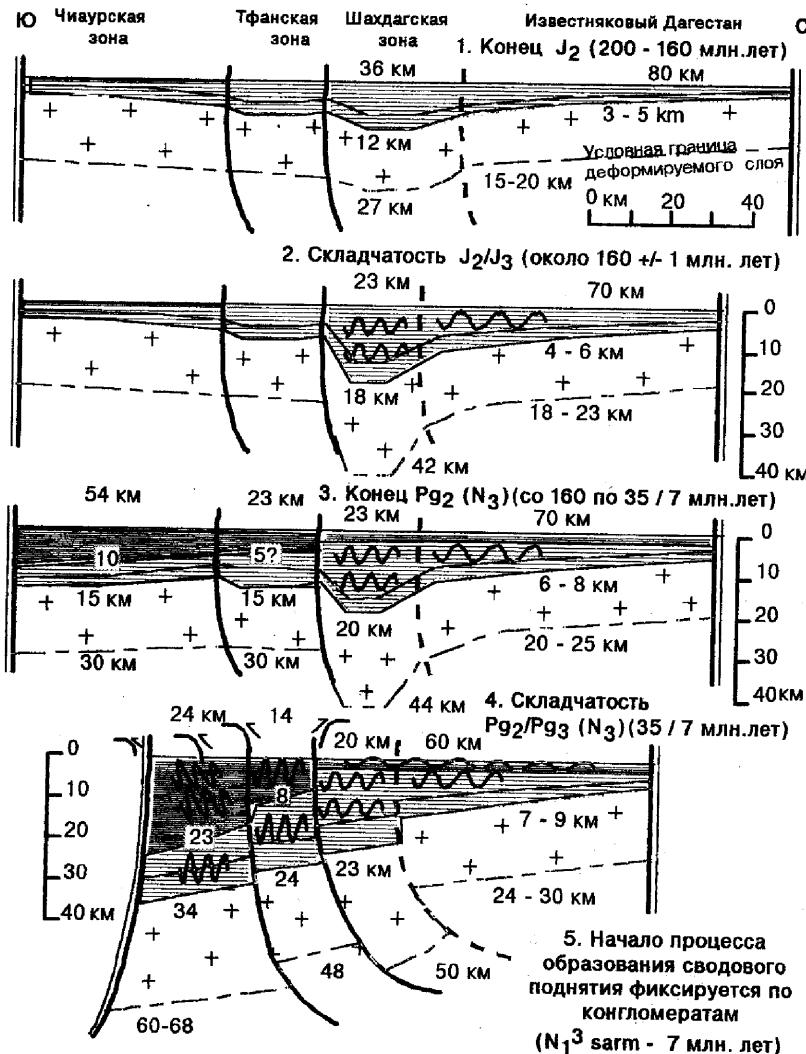


Рис. 27. Схема развития структуры мегантиклиниория Большого Кавказа
Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы, изменения горизонтальных и вертикальных перемещений соответствуют измеренным и вычисленным значениям

имеет место резкое опускание земной коры с последующим некомпенсированным осадконакоплением, и длительность процесса такого опускания составляет также около 1 млн. лет. Поэтому можно говорить о парагенетическом сходстве двух процессов — миогеосинклинального осадконакопления и складчатости. Специфичность флишиоидных осадков, в подавляющем большинстве случаев смытых в складки, только подчеркивает эту парагенетическую связь.

Некоторые особенности процесса складкообразования в масштабах мегантиклиниория, выраженные в структуре. Ряд фактов детализирует наше представление о самом процессе складкообразования. Как указывалось выше, наиболее сильное сокращение пространства наблюдается в Чиаурской, самой южной зоне Большого Кавказа; там же мы видим и наиболее значительные прогибания (верхи разреза, флишиоидный палеоцен-эоцен, приурочен к Кахетино-Вандамской шовной зоне в районе восточнее г. Джавы). Учитывая двукратное сокращение, 12 км только верхней юры—палеогена, а вместе с нижней—средней юрой, видимо, до 17-20 км общей мощности альпийского осадочного чехла, кровлю кристаллического фундамента можно ожидать здесь на глубине 35-40 км. Разумеется, ни о каком значительном пододвигании Закавказского срединного массива под структуру Большого Кавказа в этих условиях речи быть не может. Кахетино-Вандамская зона имеет здесь наклон скорее под Закавказский срединный массив.

В этом месте удобно вернуться к проблеме ориентировки крупных разломов в глубоких горизонтах коры. С точки зрения баланса объема при двукратном сокращении пространства между крайними разломами (Тырнауз-Шекицкая и Кахетино-Вандамская шовные зоны) крайне сложно ожидать, что они на глубине будут сохранять субвертикальное положение, а тем более — падать навстречу друг другу, поскольку при этом все более глубокие исходные условные границы деформируемого слоя (например, не 20-30 км, а 40-60) должны в краткий период складкообразования катастрофически рухнуть на глубины более 80-120 км. Только в случае падения южного граничного разлома под Закавказский срединный массив, а северного — под Скифскую плиту можно предполагать, что мы найдем какой-то условный уровень в мантии, который останется относительно неподвижным.

Существует ряд структур, которые хорошо объясняются в рамках представления о прогибании глубоких частей коры как причине складчатого сокращения пространства. Это зона складок предварительно растянутых (будинированных) слоев в средней части Чиаурской зоны, в тех доменах, которые имеют морфологию

дуплексов. Единственное найденное нами объяснение этой структуры — это настолько резкое опускание южной части зоны, что образовалось свободное пространство (как раз там, где И.Г.Щерба [1994] фиксирует для этого времени глубоководную впадину), куда и начали относительно свободное движение соскальзывания слоистые толщи. В структурном отношении севернее, в районе Ахтычайского надвига отложения средней юры Тфанской зоны надвинуты с юга на север на породы нижней юры, то есть этот по кинематическим признакам надвиг проявлял себя до этапа сжатия как сброс. В районе р.Фийчай в этом разломе нами были найдены специфические разрывные структуры, которые первоначально представляли собой сбросы. И, наконец, в районе г.Майкоп, непосредственно к северу от Тырнауз-Пшекишской шовной зоны, в среднеюрских сланцево-песчаных толщах наблюдаются пологие чешуйчатые структуры с тесно сжатыми складками, имеющими субгоризонтальную ориентировку осевых поверхностей. Поскольку к северу от этого обнажения располагается зона северной моноклинали Большого Кавказа, такое горизонтальное удлинение (субвертикальное укорочение) должно свидетельствовать об оползании толщ к югу. Указанные три структуры сложно объяснить в рамках представлений об исключительно тангенциальном сжатии всей структуры Большого Кавказа. Таким образом, обозначенные структуры соскладчатого растяжения в совокупности с отсутствием соскладчатого горообразования и явлением резкого проваливания низов коры говорят скорее о происходящих движениях как причине сокращения пространства, чем наоборот.

Если пробовать распространять предлагаемую модель на другие типичные структуры (покровные, а не складчатые) подвижных поясов, то возникает следующая схема. Первичное быстрое проваливание крупных участков земной коры для тех пространств, где отсутствует мощный осадочный чехол, может создавать условия для возникновения чисто гравитационных крупных перемещений больших субгоризонтально залегающих пластин, которые могут в настоящее время фиксироваться как шарьяжные структуры. Соответственно, часто наблюдаемая в разрезе смена таких структур снизу вверх на все более древние и более метаморфизованные находит здесь простое объяснение. С другой стороны, подобная тектоническая "эрзия" позволяет объяснить нередко регистрируемые явления резкой смены глубинных Р-Т условий на поверхности за очень короткое время, явно недостаточное для срезания верхней части земной коры обычной эрозией (об этом явлении см., например, [Malavieille, 1993]).

В рамках предлагаемой модели становится понятным также

повсеместно фиксируемый первый этап формирования метаморфической складчатости — субвертикальное расплощивание с возникновением складок с осевыми поверхностями, параллельными возникающей на этом этапе субгоризонтальной сланцеватости. Поскольку первым движением является значительное и быстрое опускание больших объемов коры вдоль расходящихся книзу граничных разломов, то в низах разреза можно ждать именно субвертикального укорочения (субгоризонтального удлинения), которое в дальнейшем будет сменяться субгоризонтальным сжатием с элементами субгоризонтального сдвигания, и резкого усиления Р-Т условий.

Выбор возможного варианта объяснения предлагаемой модели Большого Кавказа среди общих теорий тектогенеза. Очень кратко коснемся возможностей интерпретации предлагаемой модели развития мегантиклинория Большого Кавказа с привлечением наиболее известных геотектонических построений. Прежде всего, общая картина постепенного погружения границы чехол—фундамент в пределах Большого Кавказа от Скифской плиты к Закавказскому срединному массиву (см. рис. 27) явно противоречит возможности привлечения субдукции для ее объяснения: здесь маловероятно наличие больших пространств с океаническим типом коры, а Закавказский срединный массив не имеет возможности быть пододвинутым под Большой Кавказ. Привлечение коллизии также встречает трудности, поскольку необходимо объяснить совпадение мест максимального осадконакопления и максимального укорочения, а также очень краткие периоды как проваливания с последующим осадконакоплением, так и проваливания низов коры с одновременным складкообразованием. В рамках тектоники плит эти два генетически близких (по нашей модели) эпизода приходятся на стадию растяжения и на стадию сжатия. Переключение на короткий момент относительно постоянного процесса субдукции (за пределами Большого Кавказа) на коллизию требует физического обоснования. Поиск такого обоснования локально для Большого Кавказа особенно затруднен тем, что его основная складчатость (в варианте предолигоценового возраста) совпадает с широко проявленной в пределах альпийского пояса фазой тектогенеза. Установление нами соскладчатое растяжение также прямо противоречит механизму коллизии. Таким образом, попытки интерпретации основных черт предлагаемой модели с помощью обычно привлекаемых положений тектоники плит встречают определенные трудности.

Значительно проще (на качественном уровне) найденные закономерности объясняются детально проработанной моделью

фазовых переходов [Артюшков, 1993]. В этой модели указывается на один порядок длительности как погружений с последующим осадконакоплением, так и погружения с одновременным складкообразованием. Включение этого механизма связывается с поступлением из мантии фронта теплового потока, приводящего в низах коры к фазовым переходам основных пород сначала в гранатовые гранулиты, а затем в эклогиты с увеличением плотности до 20%.

Если такую потерю объема пород, как следствие уплотнения, распространять не только на низы коры, но и на верхнюю часть мантии, это может дать заметный эффект прогибания (около 20 км на 100 км тектоносферы). Погружение все новых порций материала земной коры на все большую глубину может приводить к лавинообразному нарастанию процесса и обеспечивать короткий период действия процесса. Сам процесс фазовых переходов может очень резко снижать эффективную вязкость материала земной коры, что конечно так же способствует быстрой реализации процесса. Единственное (количественное) ограничение модели состоит в недостаточности уменьшающегося объема низов коры для объяснения погружений условной границы деформированного слоя с 30 на 60 км. Для снятия этого ограничения нужно либо распространять модель эклогитизации (фазовых переходов) на большие глубины мантии, либо охватывать действием этих процессов пространство более широкое, чем только под Большим Кавказом, — т.е. низы коры и верхи мантии в смежных частях Скифской плиты и Закавказского срединного массива. Последнему предположению, кстати, не противоречат данные о резком углублении дна моря как в самом Большом Кавказе, так и по его периферии в олигоцене.

Сходная модель, по сути — также фазовых переходов, с качественным объяснением основных черт развития геосинклинали разрабатывалась В.Н.Ларином [1980]. По данной модели дегазация изначально насыщенного водородом вещества нижней мантии и коры приводит к уплотнению вещества выше расположенных слоев мантии. Это вызывает появление депрессионной воронки и повышенного теплового потока вследствие чрезвычайно большой подвижности водорода, являющегося очень хорошим теплоносителем. Заплыивание этой депрессионной воронки на уровне астеносферы приводит к складчатости. В этой модели нет четкого разделения процесса погружения на осадочный цикл и складчатость — эти процессы являются почти одновременными. Кроме того, представления об изначальной насыщенности водородом нижней мантии и ядра Земли не общеприняты.

Тем не менее обращает на себя внимание то, что именно

модели фазовых переходов вещества в низах коры и в мантии могут наиболее просто объяснить имеющиеся закономерности заложения, развития и окончательного формирования складчатых структур масштаба мегантиклинориев.

Механизм формирования складчатости на уровне мегантиклинория. Заканчивая рассмотрение предлагаемой модели Большого Кавказа, обратим внимание на ряд методологически важных моментов. Как было показано выше, для рассмотрения механизма формирования структур шестого иерархического уровня (мегантиклинории) исходным материалом являются основные черты механизма формирования тектонических зон (пятый уровень) и структурных ячеек (четвертый уровень). Наиболее важным новым моментом является разработка приемов выяснения ориентировки плоскостей крупных разломов на глубине, а также определение местоположения и относительной последовательности основных складкообразующих движений (сжатия, растяжения, перекашивания и др.). Это позволяет достраивать тем или иным образом структурные ячейки и тектонические зоны в пределах верхней части гранитного слоя земной коры.

Благодарности

Автор благодарит М.А.Гончарова, В.Н.Ларина и В.Г.Гутермана за предоставленные фотоматериалы экспериментов, без чего работа просто не могла бы состояться. М.А.Гончаров дал разрешение на использование ряда рисунков, ранее не публиковавшихся.

Работа получила поддержку Фонда Сороса (ISF grant R18000, руководитель проекта — канд. геол.-мин. наук А.К.Худолей), что позволило решить ряд технических проблем при обработке материала и подготовке публикации.

Особая благодарность А.К.Худолею за неоднократное подробное обсуждение структуры работы, текста и рисунков, что позволило значительно улучшить работу по сравнению с ее первоначальным вариантом.

Обсуждение материала и всей проблемы образования складчатости с профессором Ж. Анжелье (J.Angelier) позволило автору в свое время заметно расширить понимание существующих подходов к проблеме.

С особенным удовольствием автор пользуется случаем поблагодарить В.Е.Хайну, чье неизменное внимание к проблеме складкообразования и доброжелательная оценка предлагаемых здесь материалов представляли собой значительную моральную поддержку и

облегчали возможность продолжения работы в выбранном направлении.

В разное время на разных стадиях работы автор имел возможность обсуждать ее методические и региональные аспекты с целым рядом коллег. В их числе — Б.М.Богачкин, Ю.П.Видягин, А.В.Вихерт, В.А.Галкин, Ю.С.Геншафт, М.А.Гончаров, А.В.Горячев, О.И.Гущенко, В.А.Ермаков, М.Л.Копп, Н.Б.Кузнецова, М.Г.Леонов, Ю.Г.Леонов, А.Н.Леонтьев, А.В.Лукьянов, А.В.Михайлова, Ю.А.Морозов, Е.С.Никитина, Д.Н.Осокина, Е.И.Паталаха, Ю.Л.Ребецкий, Г.И.Рейснер, Е.А.Рогожин, А.Л.Стром, В.Г.Талицкий, М.С.Фельдман, Н.С.Фролова, Е.Б.Чирков, М.Н.Шапиро, С.И.Шерман, В.Н.Шолпо, И.Г.Щерба, В.В.Эз. В процессе написания данной работы М.Л.Сомин и М.А.Беэр консультировали автора по ряду региональных вопросов и проблемам геодинамики. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.** Геодинамика Кавказа. (опыт палинспастических реконструкций)//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13-21.
- 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.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др.** Характерные черты тектоники Кавказа//Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3-15.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др.** Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
- Артюшков Е.В., Беэр М.А.** Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 3. Миогеосинклинальные и платформенные осадочные бассейны//Тихоокеанская геология. 1985. № 11. С. 51-61.
- Артюшков Е.В., Беэр М.А., Мёрнер Н.А., Чехович П.А.** Южный Урал: Независимость крупных погружений и поднятий коры от горизонтальных движений плит — следствие фазовых переходов в литосфере и потери ее прочности//Тектоника Азии: Тез. и программа совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 15-19.
- Белоусов В.В.** Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 335 с.
- Белоусов В.В., Вихерт А.В., Гончаров М.А. и др.** Методы моделирования в структурной геологии//Под ред. В.В.Белоусова, А.В.Вихерта. М.: Недра, 1988. 222 с.
- Белоусов Т.П., Богачкин Б.М., Геншафт Ю.С. и др.** Первая находка мантийных ксенолитов в магматических породах Большого Кавказа//Докл. РАН. 1992. Т.323, № 6. С. 1146-1151.
- Гамкрелидзе И.П.** Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа //Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 4-8.
- Гамкрелидзе И.П.** Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса//Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 28-36.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргбани Т.В.** Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35-40.
- Геншафт Ю.С., Яковлев Ф.Л., Копылова М.Г. и др.** Включения мантийных пород и минералов в базальтоидной породе Большого Кавказа//Петрология. 1994. Т.2, № 6. С. 628-645.

- Геодинамика Кавказа.** М.: Наука, 1989. 216 с.
- Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.** М.: Наука, 1987. 272 с.
- Гзовский М.В.** Новое направление изучения складок//Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гончаров М.А.** Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Гончаров М.А.** Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы//Геотектоника. 1993. N 4. С. 19-29.
- Григорьев А.С., Ионкин В.П.** Об образовании и напряженном состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. N 12. С. 26-34.
- Григорьянц Б.В.** Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и на прилегающих территориях и их структурная значимость//Геодинамика Кавказа. 1989. М.: Наука. С. 130-138.
- Гутерман В.Г.** Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.
- Дотдуев С.И.** О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. N 5. С. 94-106.
- Ержанов Ж.С., Егоров А.К.** Теория складкообразования в толще горных пород (математическое описание). Алма-Ата: Наука, 1968. 136 с.
- Ержанов Ж.С., Егоров А.К.** Теория складкообразования в земной коре. Алма-Ата: Наука, 1975.
- Захаров С.А.** Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
- Казьмин В.Г.** Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис//Геотектоника. 1989. N 5. С.14-23.
- Копп М.Л., Сеславинский К.Б.** О геодинамической модели Альпийско-Средиземноморского пояса (по поводу статьи В.Н.Шолло "Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов")//Геотектоника. 1995. N 1. С. 93-96.
- Ларин В.Н.** Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Ларин В.Н., Руженцев С.В.** Моделирование покровных складок//Геотектоника. 1975. N 3. С. 36-43.
- Леонов Ю.Г.** О пользе общих соображений при решении вопроса о происхождении складчатости (по поводу статьи Е.А.Рогожина и В.Н.Шолло "Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа")//Геотектоника. 1989. N 6. С.117-119.
- Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
- Милановский Е.Е., Хайн В.Е.** Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Панов Д.И., Гущин А.И.** Структурно-фацимальное 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.
- Паталаха Е.И.** Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
- Проблемы геодинамики Кавказа.** М.: Наука, 1982. 135 с.
- Прокопьев А.В.** Кинематика мезозойской складчатости западной части южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
- Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И.** Уравнения состояния и эволюция деформационной анизотропии складчатых комплексов//Изв. РАН. Физика Земли. 1995. N 8. С. 5-24.
- Рогожин Е.А.** Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования //Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107-133.
- Рогожин Е.А., Шолло В.Н.** Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа//Геотектоника. 1988а. N 5. С.79-93.
- Рогожин Е.А., Шолло В.Н.** Происхождение складчатости Большого Кавказа - проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В.Е.Хайна по статье "Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа")//Геотектоника. 1988б. N 5. С. 111.
- Рогожин Е.А., Шолло В.Н.** Общие соображения и происхождение складчатости (ответ Ю.Г.Леонову)//Геотектоника. 1989. N 6. С. 119-121.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.** Опыт количественной оценки морфологии складчатости Трансской зоны Большого Кавказа//Геотектоника. 1983. N 3. С. 87-98.
- Сомин М.Л.** О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа . М.: Недра , 1982. С. 122-129.
- Сомин М.Л.** Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах//Докл. РАН. 1994а. Т.336, N 3. С. 376-379.

- Сомин М.Л.** Адвекционная гипотеза складкообразования на Большом Кавказе в свете данных о деформациях его фундамента (по поводу статьи В.Н.Шолло "Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклиниориев Большого Кавказа")//Геотектоника. 1994. N 5. С. 91-94.
- Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.** Соотношения фундамент — чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62-69.
- Талицкий В.Г.** Структурные уровни деформаций в земной коре//Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев.: Наук. думка, 1991. С. 297-300.
- Хайн В.Е.** Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хайн В.Е.** Некоторые замечания к статье Е.А.Рогожина и В.Н.Шолло "Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа"//Геотектоника. 1988. N 5. С.110.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А.** Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань)//Геотектоника. 1992. N 1. С. 84-93.
- Шолло В.Н.** Об этажах складчатости в зоне Шах-Дага на юго-восточном Кавказе//Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 199-218.
- Шолло В.Н.** Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
- Шолло В.Н.** Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Шолло В.Н.** "Простая логика" и гипотеза адвекции//Геотектоника. 1994. N 5. С.95-96.
- Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.** Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Шурыгин А.М.** Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
- Щерба И.Г.** Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 191-200.
- Щерба И.Г.** Палеогеновый бассейн Кавказа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т.69, вып 3. С. 71-80.
- Яковлев Ф.Л.** Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т.53(5). С. 43-52.

- Яковлев Ф.Л.** Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок//Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С.70-76.
- Яковлев Ф.Л.** Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. N 4. С. 31-48.
- Яковлев Ф.Л.** Морфология линейной складчатости и проблема ее генезиса//Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1990. С. 81-82.
- Яковлев Ф.Л.** Исследование кинематических характеристик линейной складчатости на примере Большого Кавказа//Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 181-186.
- Bemmelen R.W., van.** Geodynamic models of the Alpine type of orogeny. Test case II: The Alps in Central Europe//Tectonophysics. 1973. Vol. 18. P. 33.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.** From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonics model of the evolution of the Western Alpine system//Structural history of the Mediterranean basins. Paris, 1977. P. 143-164.
- Biot M.A.** Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis//Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72. P. 1595-1620.
- Bucher W.** Role of gravity in orogenesis// Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67. P. 1295.
- Casey M., Huggenberg P.** Numerical modelling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories//J. Str. Geol. 1992. Vol. 7, N 1. P. 103-114.
- Cloos E.** Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland//Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. Vol. 58, N 9. P. 834-918.
- Dixon J.M., Tirrul R.** Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession//J. Str. Geol. 1991. Vol. 13, N 1. P. 3-20.
- Dewey J.F., Pitman W.C.III, Ryan W.B.F., Bonnin J.** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system//Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3137-3180.
- Fry N.** Random point distribution and strain measurements in rock//Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89-105.
- Hossack J.R.** The use of balanced sections in the calculation of orogenic contraction - a review//J. Geol. Soc. London. 1979. Vol.136. P. 705-711.

- Hudleston P.J., Lan L.** Rheological control on the shapes of single-layer folds//J. Str. Geol. 1994. Vol. 16, N 7. P. 1007-1021.
- Hudleston P.J., Stephansson O.** Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers//Tectonophysics. 1973. Vol. 17.
- Khudoley A.K.** Structural and strain analyses of the middle part of the Talassian Alatau range (Middle Asia, Kirgizstan)//J. Str. Geol. 1993. Vol. 15, N 6. P. 693-706.
- Lisle R.J.** Geological Strain Analysis: A manual for the R_f/Φ Technique. Oxford: Pergamon Press. 1985.
- Malavieille J.** Late orogenic extension in mountain belts: insights from the basin and range and the late Palaeozoic variscan belt//Tectonics. 1993. Vol. 12, N 5. P. 1115-1130.
- De Paor, D.J.** R_f/Φ strain analysis using an orientation net//J. Str. Geol. 1988, N 10. P. 323-333.
- Ramberg H.** Strain distribution and geometry of folds//Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1963, N 42. P. 1-20.
- Ramberg H.** Gravity, deformation and the Earth's crust (second edition). London: Acad. Press, 1981. 452 p.
- Ramsay J.G.** Folding and fracturing of rock. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
- Ramsay J.G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press, 1983. 307 p.
- Rodgers J.** The tectonics of the Appalachians. New York: Wiley Interscience, 1970.
- Yakovlev F.L.** The research of folding mechanism in the linear structures of the Greater Caucasus// EUG VII: Abstract supplement. Strasbourg: No. 1. TERRA nova. Vol. 5. 1993. P.312.
- Woodward N.B., Gray D.R., Spears D.B.** Including strain data in balanced cross-section//J. Str. Geol. 1986. Vol. 8, N 3/4. P. 313-324.

Оглавление

I. ВВЕДЕНИЕ.....	3
Существующие подходы к решению проблемы складкообразования.....	3
Система иерархических уровней линейной складчатости.....	6
II. ПРИРОДНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ.....	9
Основные черты развития и структуры Большого Кавказа.....	9
Описание природной складчатости зон Большого Кавказа.....	15
Границы альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа и разрывные нарушения.....	22
III. МЕТОДИКА (основы геометрического анализа).....	26
IV. МОДЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ.....	28
Сравнение экспериментальной складчатости и природной структуры на примере гравитационного оползания	28
Морфология складчатости бокового давления.....	33
Складчатость сокращения основания осадочного чехла.....	38
Складчатость конвективного типа (аналоговая модель).....	42
Простейшая математическая модель адвекции.....	45
Математическая модель синтетического процесса: сочетание разных величин адвекции и внешнего сокращения.....	48
V. СХЕМА ОСНОВНЫХ ИЗУЧЕННЫХ МЕХАНИЗМОВ	50
VI. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОЛОГИИ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ	55
VII. ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	58
ЛИТЕРАТУРА.....	68