

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ПРИРОДНЫХ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОВ И СИСТЕМ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

I. ВВЕДЕНИЕ

Понятие «механизм формирования структуры». Точное определение механизма формирования структуры, в том числе – складки или системы складок, дать затруднительно, поскольку в рамках структурной геологии в значительной мере это термин свободного пользования, который имеет исторически возникшую и не всегда удачную практику использования. С позиций механики сплошной среды механизмом следует назвать описание тела конечного объема, имеющего определенную геометрию, определенные реологические свойства и находящегося под воздействием совокупности внешних нагрузок и внутренних сил. Применение законов механики в этом случае позволяет показать распределение параметров поля напряжений в объекте и прогноз изменения формы тела (т.е. дать картину распределения деформаций). Тектонофизика стремится именно к такому решению задачи. Однако в настоящее время нет возможности получить необходимые точные данные по любому природному объекту, механизм формирования которого нужно определить, поскольку объект, особенно крупный, может быть очень сложным. Поэтому для многих объектов описать механизм корректно с позиций механики пока нельзя. Кроме того, часть общеупотребимых сведений в структурной геологии возникла на таком историческом этапе, когда физический подход к геологическим объектам не практиковался. В этих случаях в понятие «механизм» может входить любая информация, поясняющая способ приложения сил или источник энергии наблюдаемых преобразований объекта. Разумеется, заметная часть этой общепринятой в настоящий момент информации является неточной и должна быть выведена из обихода. Другие «механизмы» носят в значительной мере умозрительный характер и должны в дальнейшем получить корректное физическое описание или от них также следует отказаться. В этом смысле к информации, предлагаемой в очень многих учебниках по тектонике и структурной геологии, следует относиться с большой осторожностью. Достаточно указать на то, что составление полного списка «механизмов», используемых в мировой и отечественной литературе для описания структур, например – отдельных складок,

представляет собой сложную задачу, поскольку этот список разный в разных учебниках. Очень короткий и неполный обзор представлений о складках и механизмах их образования, изложенных в отечественных, переводных и иностранных учебниках, приведен ниже.

В.В. Белоусов [1985] для образования складок продольного изгиба выделяет механизмы (они же – стадии развития структуры): *продольное укорочение, изгиб* и сопровождающие его *послойное перераспределение и общее сплющивание*. Более крупные, чем одна складка, структуры В.В. Белоусов рассматривает в учебнике по геотектонике [1976] в главе «происхождение складчатости общего смятия». Конкретными механизмами называются: *стекание или соскальзывание* пород со склонов поднятия; *разваливание* верхней части поднятого блока и его давление на соседний, опущенный; *внедрение глубинного диапира* и его давление на окружающие породы.

Г.Д. Ажгирей [1966] прежде всего указывает на неоднозначное соотношение формы складки и способа ее формирования. К действующим кинематическим механизмам для элементарных складок продольного изгиба он относит: *складки изгиба с концентрическим скольжением*, *пластическое течение вдоль осевых плоскостей – складки скалывания*, *пластическое течение вдоль слоистости – послойное течение*. Как отдельный механизм рассматривается *поперечный изгиб*. Упоминаются также *диапировые складки* и *складки волочения*. Отмечается, что механизмы часто встречаются вместе и их взаимоотношение является отдельным аспектом проблемы складкообразования. Крупные структуры, состоящие из многих складок, рассматриваются в виде антиклинориев и синклинориев, обсуждается их связь с мелкими (элементарными) складками. Причины (механизмы) их формирования рассматриваются в рамках геотектонических гипотез (гравитационная гипотеза, гипотезы о радиальных и тангенциальных силах), частично – со ссылкой на В.В. Белоусова.

В. Ярошевский [1981] в деталях рассматривает *складки изгиба*, указывая на то, что они имеют в основном концентрический тип. В числе прочего здесь же указывается на *складки волоче-*

ния и паразитные как осложняющие детали структуры. Второй тип – *складки скалывания*, третий – *складчатость течения*. Глава завершается указанием на то, что существуют *смешанные механизмы*. Механизмы формирования более крупных структур частично обсуждаются в главе «Причины складкообразования». Здесь затронуты проблемы вергентности структур при *боковом сжатии*, связь параметров складок с вязкостью слоев, а также *гравитационное скольжение* и *соляной диапиризм*.

А. Николя [1992] раздельно описывает складчатость отдельного слоя и складчатость стратифицированного разреза. Для отдельного слоя выделяются параллельные (концентрические) складки, возникающие в результате *потери продольной устойчивости (buckling)*, *изгиба со скольжением (flexural slip)* или *изгиба с течением (flexural flow)*. Здесь же указываются *складки волочения*. Другой тип складок отдельного слоя – подобные, с частными случаями *шеvronных* и *излома*. В качестве механизмов указываются *изгиб* (потеря продольной устойчивости) и *неоднородный простой сдвиг*. Кроме них могут действовать *неоднородное соосное сплющивание* и *однородное соосное сплющивание*. Для стратифицированных толщ существуют параллельные складки (для случаев преобладания компетентных толщ), имеющие общую для всего чехла поверхность срыва. Указывается, что для случая флишевых толщ («правильное чередование компетентных толщ с некомпетентными») преобладает деформация *изгиба со скольжением*. Упоминается *течение* пород некомпетентных слоев от крыльев к замкам, что обеспечивает увеличение их мощности в замках.

В классическом западном руководстве по структурной геологии Дж. Ремзи и М. Хьюбера [Ramsay, Huber, 1987] (том 2 из трехтомного учебника) основное внимание уделяется классификации и картированию складок и складчатых структур. Для этого используются изогоны и замеры параметров «наклон слоя / мощность слоя». В связи с этим упоминаются складки параллельные (класс 1В) и подобные (класс 2) в качестве основных типов. Упоминается механизм *продольный изгиб* как образующий класс 1В складок, сообщается, что класс 1С (промежуточный между 1В и 2) образуется после *сплющивания* изгибных складок (со ссылкой на де'Ситтера; в переводе – [Ситтер де, 1960]). Для всех механизмов приводятся уравнения связей геометрии слоев и величины наклона слоя. Без упоминания механизмов отмечается, что многослойные складки (*подобные* в целом) имеют сочетания формы слоев класса 1С (компетентный слой) и класса 3 (некомпетентный слой). В

разделе «Деформации и малые структуры в складках» появляются механизмы *flexural flow fold* (изгибное течение), *flexural slip fold* (изгиб с проскальзыванием) для складок параллельных. Упоминаются механизмы первоначального *укорочения, удлинения* (точнее – *уплотнения*) и *перекашивания слоя*. Для сочетания компетентного и некомпетентного слоя механизмы формирования складок подобного типа не рассматриваются специально ни для того, ни для другого типа слоев. Сведения о возможностях описания и измерения величины деформации представлены детальным описанием методов стрейн-анализа (в первом томе [Ramsay, Huber, 1983]), подсчета горизонтального укорочения для коротких профилей с учетом деформации слоя (F – функция, [Ramsay, Huber, 1987], с. 549) и основ составления сбалансированных разрезов ([Ramsay, Huber, 1987], с. 543). Системы структур линейной складчатости никак не охарактеризованы как типичные структуры, имеющие иерархические свойства. В целом изложенные в томе 2 сведения по механизмам можно считать скорее умозрительными, чем физическими, и, что важно, они не описывают некоторую часть деформаций (в некомпетентном слое для подобных складок, например), и, напротив, часть механизмов являются избыточными, повторяющими друг друга (*flexural slip* и *buckling*, например).

Чаще всего в курсах структурной геологии западных стран, доступных в Интернете, упоминаются изгиб продольный (*buckling*) и изгиб поперечный (*banding*) как общие типы механизмов, «изгибное течение» (*flexural flow*) для пачек слоев с проскальзыванием в рамках продольного изгиба, однородное сплющивание (*flattening*) как механизм, действующий параллельно изгибу или отдельно после него, а также скалывание или осевое сдвигание (*shearing*). Случаи детального описания механизмов или использования некоторых механизмов для численного определения степени их развития встречаются в отдельных статьях, которые исчисляются первыми десятками, и совокупность этих работ не образует какой-либо связной концепции (например, [Bobbillo-Ares et.al., 2000; Bastida et.al., 2003; Srivastava, Shah; 2008]).

Дополнительная сложность касается механизмов формирования крупных объектов, поскольку здесь добавляются еще и соотношения их с существующими классификациями складок и складчатости. Практически каждым крупным тектонистом предлагалась своя классификация морфологического и/или генетического характера. В.В. Белоусов [1962] предлагал выделять складчатость *идиоморфную (прерывистая, глы-*

бовая на платформах), *промежуточную* (*нагнетания* в предгорных прогибах) и *голоморфную* (*полная, линейная, геосинклинальная, общего смятия* в геосинклиналях). Для объяснения формирования складчатости полного смятия дополнительно предлагалось несколько механизмов. Для докембрийских структур фундамента платформ и для внутренних частей геосинклиналей выделялась *глубинная* или *метаморфическая* складчатость, связанная с диапиризмом. Идея состояла в том, чтобы правильно определить морфологию, а вывод о генезисе будет получен почти автоматически, поскольку в рамках этой системы существовала жесткая связь морфологии структур и их генезиса. В каком-то смысле в противоположность этим взглядам М.В. Гзовский [1962] предлагал любые складки или системы складок характеризовать по трем независимым классификациям – морфологической, физико-генетической и геолого-генетической. Для отнесения складок к той или иной группе в рамках физико-генетической классификации предполагалось проводить специальные исследования. О том, как много такого рода классификаций существовало и активно использовалось в недавнем прошлом, косвенно можно судить, если открыть Геологический Словарь [Геологический..., 1978], в котором на слова «складка», «складки», «складчатость» приводится 110 статей, связанных с их морфологией или условиями (механизмом) формирования. Это можно объяснить только отсутствием системности и «нефизичностью» подходов к объяснению возникновения складчатых структур разного размера, существовавших в структурной геологии в десятилетия, предшествовавшие появлению и становлению тектонофизики.

Короткий обзор используемых понятий, приведенный выше, показывает существование по меньшей мере трех неясных моментов. Во-первых, все представления о механизмах формирования отдельных складок носят качественный «нефизичный» или умозрительный характер и их список фактически открыт, т.е. нет общепризнанного набора механизмов, необходимых и достаточных для объяснения происхождения структур. Во-вторых, отсутствует представление о том, что механизмы формирования отдельных складок и механизмы формирования крупных структур могут быть по сути разными по масштабу явлениями. В-третьих, в литературе фактически отсутствует представление о том, что механизмы деформирования слоя компетентного и некомпетентного должны быть разными, а соответственно, не осознается разница между складками подобного и параллельного типа. Разумеется, все три момента связаны с тем,

что общепринятые «механизмы» являются сугубо качественными понятиями и служат только для приблизительного объяснения явлений. Все необходимые точные определения могут быть даны только в ходе создания численных физических моделей формирования структур (в рамках кинематики или динамики), что и составляет суть тектонофизического подхода. Соответственно, ниже мы будем обсуждать исследования механизмов формирования складчатых структур именно с позиций тектонофизики, поэтому обычные «механизмы» не будут рассматриваться.

Физический и морфологический подходы к описанию складок и складчатых систем. Как следует из обзора, приведенного выше, необходимо различать механизмы формирования складок и складчатых систем, которые выделяются при этих двух существенно разных подходах – физическом и морфологическом. При первом из них, физическом, дается описание деформаций на языке представлений механики сплошной среды (эллипсоид деформаций, параметры тензора деформаций). При этом объяснительная («генетическая») часть описания минимальна, поскольку вопрос происхождения сил, внешних по отношению к исследуемому объекту, не обсуждается. В то же время математическое моделирование формирования крупных структур методами конечных элементов может дать, например, объяснение механизма их формирования путем сопоставления эффекта воздействия сил внешних и внутренних (обычно – гравитационных) и сравнения, соответственно, измеряемых параметров созданного набора моделей с параметрами природной структуры, например – особенностей поля напряжений. При втором подходе выделяется удобный для картирования или словесного описания объект, которому приписывается механизм (часто умозрительный), объясняющий его появление («складки волочения», например). Скольнибудь формализованное численное описание таких механизмов (например, выявление геометрических закономерностей, измерение величины, характеризующей степень его развития) в большинстве случаев не делается и представляет собой большую сложность. С нашей точки зрения систематическое описание и анализ всей совокупности «умозрительных» механизмов формирования складчатых структур широкого диапазона размеров, накопленных в литературе за прошедшие многие десятки и сотни лет, может представлять интерес главным образом для истории геологии, несмотря на то, что актуальность такого обзора может быть значительной. Поэтому ниже мы даем краткое описание только

количественных методов анализа механизмов, выделяемых при физическом подходе.

Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости. Анализ ситуации с описанием и объяснением возникновения складчатых структур показал, что необходима коррекция самого принципа выделения объекта [Яковлев, 2008 а]. Если обсуждать это коротко, то все традиционные объекты структурной геологии выделялись с целью геологического картирования и были удобны для коммуникации (в рамках профессионального метаязыка структурных геологов). Границы объектов при этом выделялись таким образом, что объем структуры мог не совпадать с тем объемом массива, в котором корректно с физической точки зрения можно было описать механизм. Например, для описания механизма (для численной кинематической или динамической модели изгибов слоя) надо иметь замок складки и ее крыло отдельно для компетентного и некомпетентного слоя, мощности и наклоны слоев, величины и ориентировку эллипсоида деформаций в слоях. Стандартное описание структуры в терминах складка антиклинальная, синклиналиная, наклонная и т.д. не дает достаточно информации. Только для складок единичного вязкого слоя и, отчасти, тектонической зоны объекты «тектонофизические» и объекты «картировочной» структурной геологии совпадают. Весьма вероятно, что недоучет именно этого аспекта не позволял столь длительное время разрешить проблему складкообразования.

Система иерархии складчатых структур. Поскольку, как очевидно, невозможно с помощью одного и того же механизма (модели) описать структуры размером от сантиметров (от одного слоя) до десятков и первых сотен километров (весь осадочный чехол и вся кора), то необходимо иметь полный комплект структур разного размера и соответствующих моделей их формирования. С этих позиций была предложена система иерархических уровней складчатых структур, объекты в которой выделяются по критерию объема слоистости, охватываемой тем или иным классом механизмов [Яковлев, 1997; Ребецкий и др., 2004]. Такая система позволяет не искать в каждой структуре любые механизмы, а разделяет их по масштабу проявления. В иерархическую систему входит семь уровней (рис. 1). Это I) уровень внутрислойных деформаций (искажение формы зерен и включений, предмет стрейн-анализа), II) уровень отдельных складок (отдельные слои), III) уровень складчатых доменов (серия складок в пачке слоев, крупные части

осадочного чехла), IV) уровень структурных ячеек (структуры от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, осадочный чехол целиком), V) уровень тектонической зоны (обычная структура, охватывает часть коры или всю кору), VI) уровень крупной складчатой системы (например, мегантиклинории, уровень охватывает всю литосферу), VII) весь складчато-разрывной пояс (глубина охвата, вероятно, превышает толщину литосферы). Изложение материала в данной статье строится с учетом этой иерархии и продвигается от показа исследований мелких структур к методам изучения крупных.

Приведенная выше система иерархии складчатых структур связана с объемом слоистости, в пределах которого действуют специфические механизмы, формирующие вполне определенные типы структуры. Здесь следует упомянуть о том, что существует целый ряд других систем иерархии тектонических структур (не только складчатых), которые основаны на иных принципах. Так, в отечественной литературе описаны иерархические системы объектов по их метрическим размерам ([Лукиянов, 1991], с. 25), по отношению объектов к слоистости (внутризерновой, зерна, слои, пачки слоев, блоки) [Талицкий, Галкин, 1989], система иерархически соподчиненных геодинамических конвективных ячеек ([Гончаров и др., 2005], с. 384). В задачи статьи не входит анализ назначения и обсуждение эффективности использования этих систем. Кроме этого, в литературе можно найти упоминание о встречающемся в складчатых структурах явлении фрактальности. При описании этого явления подразумевается, что один и тот же механизм образует идентичные по морфологии структуры существенно разного размера. Вполне возможно, что для какого-то диапазона размеров фрактальность действительно имеет место, но связана она может быть только с соответствующей фрактальностью механических свойств слоистой среды, для разных объемов которой существуют одинаковые условия нагружения. В этом случае диапазон размеров таких самоподобных структур будет ограничен, и они могут быть описаны в пределах какого-то одного уровня в рамках предложенной иерархической системы.

Складчатые структуры, внутрислойные деформации и стрейн-анализ. Описание деформированного состояния горной породы является важным аспектом характеристики природных деформированных объектов, в том числе – складок. Этому разделу структурной геологии и тектонофизики посвящено очень большое количество работ, в основном зарубежных, а обзор

часть публикаций в западной литературе посвящена именно параллельным складкам в этих структурах. В последние десятилетия получили широкое распространение методы построения сбалансированных профилей, которые используются для анализа геометрической непротиворечивости построенного сечения, вычисления амплитуды смещения отдельных дуплексов и определения последовательности их перемещения. Из западной литературы следует упомянуть работы по построению сбалансированных разрезов [Woodward et al., 1989; Ramsay, Huber, 1987; Dahlstrom, 1969], в отечественной наиболее полный обзор есть в [Прокопьев и др., 2004]. Попыток определения ве-

личин укорочения для отдельных складок при этом, как правило, не предпринимается. Как уже было указано выше, для небольших серий складок, в которых есть данные стрейн-анализа для какого-то слоя, применяется F-функция Дж. Рамсея [Ramsay, Huber, 1987] (стр. 549). Основным смыслом этой методики состоит в том, чтобы учесть увеличение или уменьшение длины слоя, определяемое по стрейн-анализу, и подсчитать горизонтальное укорочение структуры, исходя из современной длины структуры и скорректированной доскладчатой длины образующего эту структуру слоя, в котором были отобраны образцы для стрейн-анализа.

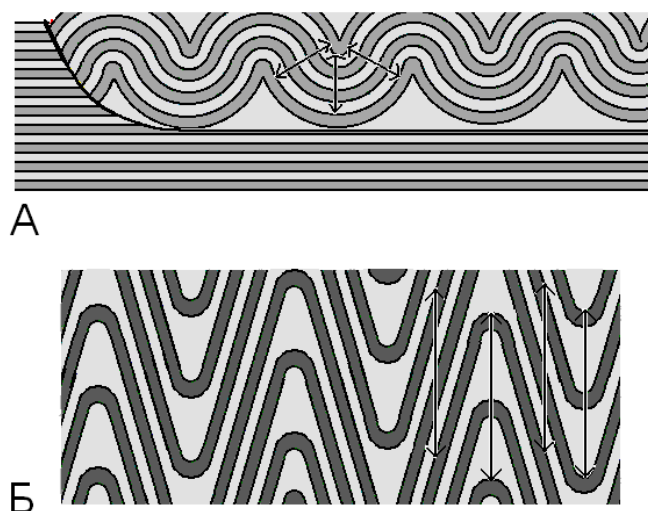


Рис. 2. Схема основных черт морфологии складок параллельных (А) и подобных (Б). В складках параллельных сохраняется мощность всех слоев перпендикулярно слоистости, поэтому структура ограничена пространством определенной толщины – между поверхностью Земли и поверхностью дисгармонии или пологого надвига по кровле жесткого фундамента. Складки подобные сохраняют мощность вдоль осевой поверхности (часть слоев значительно увеличивает свою мощность в замках складок)

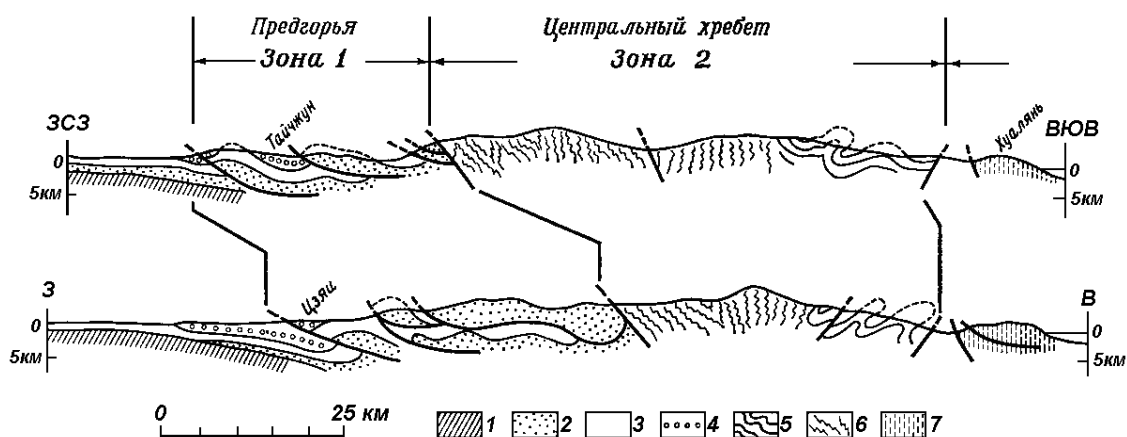


Рис. 3. Общая схема строения складчато-надвигового пояса на примере о. Тайвань (по [Бик Чинг-чанг, 1977])

1 – мезозойский фундамент форланда; 2 – миогеосинклинальный миоцен; 3 – миогеосинклинальный плиоцен; 4 – плейстоценовая моласса; 5 – палеозойский метаморфический комплекс; 6 – верхнемезозойские – нижнемиоценовые сланцы; 7 – эвгеосинклинальные верхнетретичные породы

Различия механизмов и обстановок формирования складок параллельных и подобных. В рамках проблемы механизма складкообразования существует очень важный аспект, который практически не упоминается в литературе. Дело в том, что складки параллельные и подобные имеют, как правило, разные размеры и встречаются в разных тектонических ситуациях. Например, в учебнике Дж. Рамсея [Ramsay, Huber, 1987] вся информация о поведении слоев в отдельных складках касается главным образом складок параллельных. Для описания механизмов формирования последних привлекается (как уже было упомянуто выше) несколько слабо формализованных механизмов. Складки подобные здесь только упоминаются в рамках рассмотрения многослойных систем (стр. 405), а их геометрия как сочетание компетентных и некомпетентных слоев с разным поведением в замках складок специально не анализируется. В результате у читателя возникает впечатление, что совокупность упомянутых механизмов формирования складок параллельных достаточна для описания складчатой структуры любой сложности, в том числе – складок подобных. Между тем реально складки параллельные характерны в основном для структур предгорных прогибов, в которых накапливаются молассовые комплексы относительно небольшой (3–6 км) мощности, состоящие из слоев и пачек большой мощности и однородной литологии (рис. 3). Эти толщи сминаются в крупные (первые километры) складки параллельного типа, охватывающие едва ли не весь осадочный слой. Считается, что такие структуры формируются на жестком недеформируемом фундаменте, который отделен от осадков поверхностью срыва (детachment). Поскольку складки параллельные имеют естественное ограниченное распространение по высоте, то таким верхним ограничением является кровля осадочного чехла, а нижним – подошва, она же – поверхность базального срыва. Сокращение всей структуры и смещение ее тыльной части в сторону платформы в рамках обычных моделей обеспечивается давлением со стороны хинтерланда. Структура самого хинтерланда (для варианта линейной складчатости, а не для ядра подвижного пояса, сложенного метаморфическими и магматическими комплексами) образуется мощными (до 10–15 км) толщами тонкослоистых сланцев или флишеидного чередования сланцев с песчаниками или известняками. Пластическая пликативная деформация всей толщи обеспечивается возникновением очень большого числа мелких (до первых метров и сантиметров) складок, которые образуют структурные комплексы с

единообразно ориентированными осевыми поверхностями. Разумеется, при многокилометровой толще и большом числе мелких складок они могут иметь форму только складок подобных, в которых слои многих соседних ритмов образуют самоподобные структуры, неограниченно распространяющиеся вверх и вниз по разрезу. Более крупные структуры (складки более низких рангов) могут быть выявлены на геологической карте или путем тщательного отслеживания общего наклона зеркал складок при составлении структурного профиля непосредственно при полевых работах. Многими исследованиями установлено, что фундамент структур хинтерланда является пластичным и деформируется совместно с осадочным слоем (например, М.Л. Сомин [2000, 2006]). В связи с этим можно утверждать, что по «механическим» свойствам как самого осадочного чехла, так и фундамента, структуры форланда и хинтерланда различаются радикально (что, собственно, и позволяет их выделять!). Тем не менее заметим: весьма обычной практикой является никак не аргументированное использование хорошо изученного тектонотипа форланда для описания структуры хинтерланда как серии чешуй с общим detachmentом.

Механизмы формирования складок подобного типа (линейная складчатость внутренних частей складчатых сооружений). «Подобные» складки являются одним из уровней сложной структуры внутренних частей складчатонадвиговых поясов и должны иметь специальные модели формирования, не сводимые к моделям образования складок параллельных.

Теоретические разработки в рамках механики сплошной среды для изучения складчатых структур существуют, но касаются только структур относительно простых [Ramberg, 1963; Biot, 1961]. Обзор этих работ, в целом и сейчас не потерявший значения, приводится в работе [Григорьев, Ионкин, 1972]. Часть складчатых структур моделируются методами конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973], и далее будет показано, как это может быть использовано. Напряженное состояние многослойных сред при значительных величинах деформаций было изучено Ю.Л. Ребецким [Ребецкий, Гущенко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002]. Однако большинство этих разработок пока не могут в полной мере описывать геометрию сложных складок подобного типа и быть использованы для сопоставления моделей и природных структур и изучения тем самым механизмов их формирования. Наблюдения за природными структурами показали, что форма складок подобных может быть описана в рамках четырех типичных структур (рис. 4),

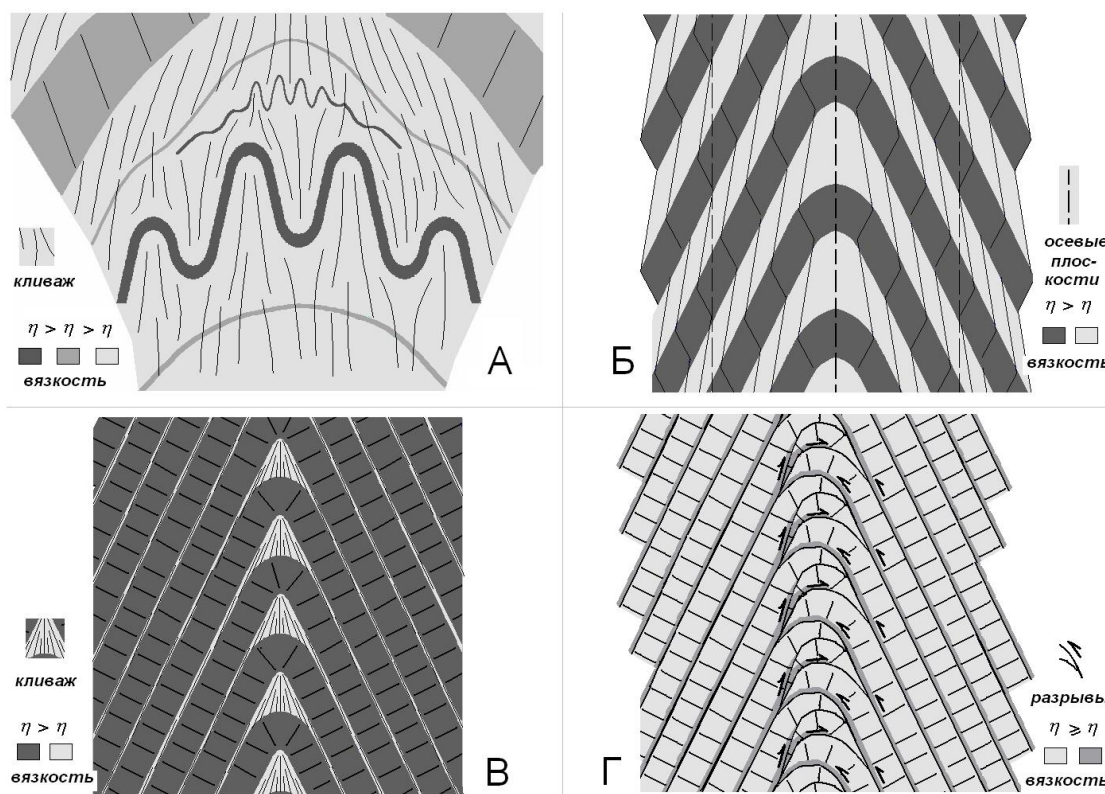


Рис. 4. Четыре типа «подобных» складок, выделенных по соотношению мощностей компетентного и некомпетентного слоев и по их контрасту вязкостей. Условными знаками показаны: кливаж, осевые поверхности, разрывы и относительные вязкости слоев (густота тона заливки). А – пологие складки и складки единичного вязкого слоя, Б – складки с широкими замками (складки пачек слоев); В – шевронные складки; Г – складки с призматическими надвигами

отличающихся по соотношению мощностей компетентных и некомпетентных пород и по степени их компетентности. Похожая зависимость формы складок от соотношения мощностей компетентного и некомпетентного слоев ранее была описана в ([Ramsay, Huber, 1987] с. 413).

1. Пологие складки. Они имеют широкие округлые замки, которые занимают вдоль профиля ширину, сопоставимую с мощностью нескольких десятков ритмов компетентных и некомпетентных слоев, в которых по мощности значительно преобладают некомпетентные породы. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок сопоставима или меньше ширины их замков. В замках и, частично, на крыльях развиты *складки единичного вязкого слоя*, в которые сминаются компетентные породы. При этом длина волны мелких складок явно прямо связана с мощностью деформированных слоев: чем толще компетентный единичный слой, тем крупнее складки, но пропорции длин в целом сохраняются. Хорошо развит кливаж осевой плоскости (крупных складок), отклоняющийся на границах компетентных и некомпетентных слоев. Типичный диапазон контраста вязкости разных пород был определен

для Чиатурского синклинория Большого Кавказа как 2-15.

2. Складки с широкими замками (складки пачек слоев). Ширина замка в них составляет 1-5 мощности компетентного слоя. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок значительно больше ширины их замков. Обычно наблюдается развитый кливаж, имеющий прямой (компетентные породы) и обратный (некомпетентные породы) веер. Эти структуры мы далее будем называть «складки пачек слоев». Мощности пород компетентных и некомпетентных в ритмах примерно одинаковые. В общем случае мощность компетентного слоя увеличивается от крыла к замку. Мощность некомпетентного слоя от крыла к замку увеличивается значительно сильнее. Контраст вязкости слоев находится, вероятно, в рамках того же диапазона 2-15, поскольку параметры преломления кливажа на границах пород остаются теми же, как и для первого типа. Первые два типа структур могут встречаться совместно, поскольку отличаются только соотношением мощностей компетентных и некомпетентных пород.

3. Складки с узкими замками (шеvronные). Для них ширина замка по внутренней границе

компетентного слоя меньше его мощности. Ширина прямолинейных плоскопараллельных крыльев для таких складок многократно больше ширины их замков. Мощность компетентных слоев в ритме значительно (в 5-20 раз) больше мощности некомпетентных пород. Контраст вязкости значителен, поскольку кливажные или диагенетические трещины в компетентных слоях остаются почти перпендикулярны поверхности напластования, а кливаж в некомпетентных почти параллелен слоистости.

4. Складки с призмковыми надвигами образуются в толщах с весьма незначительным контрастом вязкостей компетентных и некомпетентных пород. Отдельные пачки (2-10 ритмов) смещаются относительно друг друга по надвигам, которые заходят в замок навстречу друг другу, увеличивая мощность толщи вдоль осевой плоскости до необходимой величины (соответственно геометрии подобных складок).

Наблюдения в поле над многочисленными складками показывают, что компетентные слои в описанных выше шевронных складках (тип 3) имеют грубую делимость с трещинами, перпендикулярными напластованию. Эти трещины, вероятнее всего, имеют диагенетическую природу и образовались еще на доскладчатой стадии. Основываясь на том, что механизмы *осевой сдвиг* и *сплющивание* обязательно выводят любые материальные линии из перпендикулярного к слою

положения, следует сделать вывод, что образование шевронных складок происходит только при повороте слоев (изгиб) и длина этих слоев не меняется. Примерно то же можно сказать и о складках с призмковыми надвигами – компетентные слои в них тоже, как правило, имеют перпендикулярную напластованию трещиноватость. Такая простая комбинация механизмов позволяет легко определять величину укорочения этих структур по углу схождения крыльев складки. В соответствии с этим специально рассматривать механизмы формирования необходимо только для складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев.

Складки единичного вязкого слоя являются наиболее удобными объектами для определения величины укорочения структур линейной складчатости, поскольку имеют корректную с точки зрения механики модель своего образования. Лежащая в основе метода модель П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] была создана на основе конечно-элементного метода. Соотношение между двумя действующими механизмами – изгибом и «сплющиванием» в модели на каждой итерации подбиралось такое, которое было наиболее выгодно энергетически. Были рассчитаны три варианта развития с разным соотношением вязкостных свойств слоя и среды (контраст вязкости) – 10, 100, 1000. В статье приведены рисунки полученной формы изогнутого в

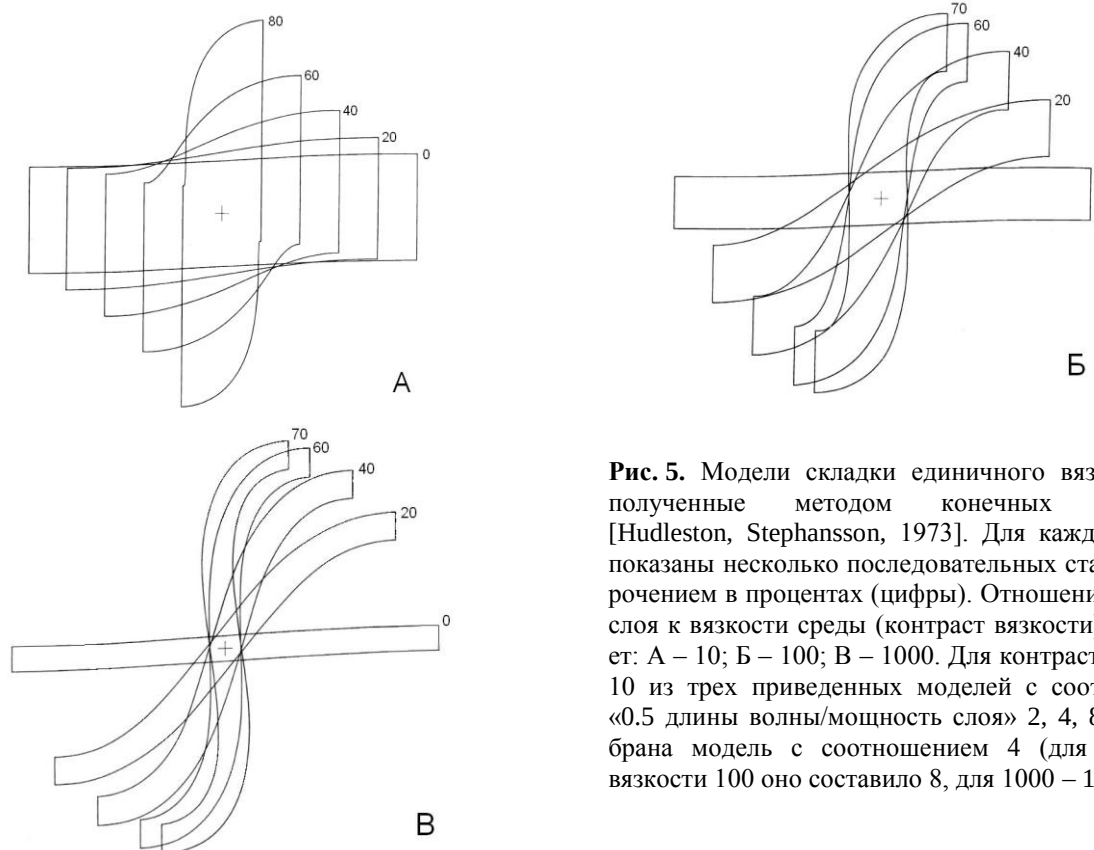


Рис. 5. Модели складки единичного вязкого слоя, полученные методом конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973]. Для каждой модели показаны несколько последовательных стадий с укорочением в процентах (цифры). Отношение вязкости слоя к вязкости среды (контраст вязкости) составляет: А – 10; Б – 100; В – 1000. Для контраста вязкости 10 из трех приведенных моделей с соотношением «0.5 длины волны/мощность слоя» 2, 4, 8 была выбрана модель с соотношением 4 (для контраста вязкости 100 оно составило 8, для 1000 – 16)

складку слоя для величин укорочения ($-\epsilon = (L_1 - L_0) \cdot 100\% / L_0$) от 0 % до 70-80 % (рис. 5). Для сопоставления природных и модельных структур по их геометрии была использована специальная система замеров формы слоя (рис. 6), параметры которой существенно менялись для всех трех моделей и для их стадий. По результатам заме-

ров были построены две диаграммы (номограммы), которые связывали форму слоя в складках с их величиной укорочения и контрастом вязкости (рис. 7). В первоначальном варианте предполагалось, что к этим двум механизмам мог добавляться третий – *скалывание* [Яковлев, 1978]. Для учета этого дополнительного механизма была

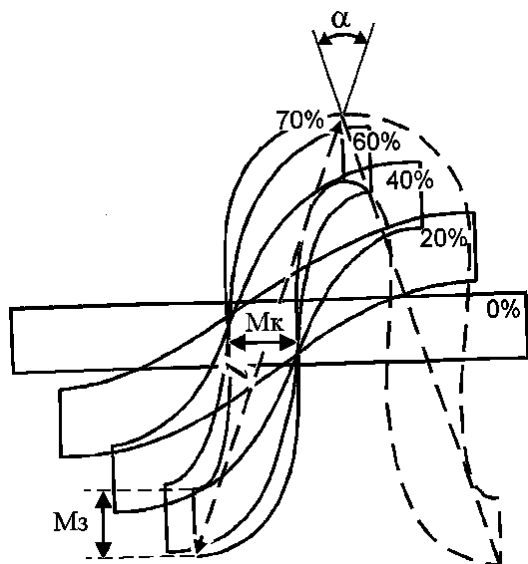


Рис. 6. Система замеров геометрии складок единичного вязкого слоя (по [Яковлев, 1978]). Измеряются параметры: длина крыла (L) от точки пересечения осевой плоскости и подошвы слоя в синклинали до точки пересечения осевой плоскости и кровли слоя в антиклинали; угол (α) между этими направлениями; мощность слоя в замке (M_z); и мощность слоя на крыле (M_k). Поскольку природные складки часто встречаются на крыльях более крупных структур и являются асимметричными (в основном они имеют разную длину крыльев), то для их исследования используются средние величины для каждой антиклинали или синклинали в серии складок

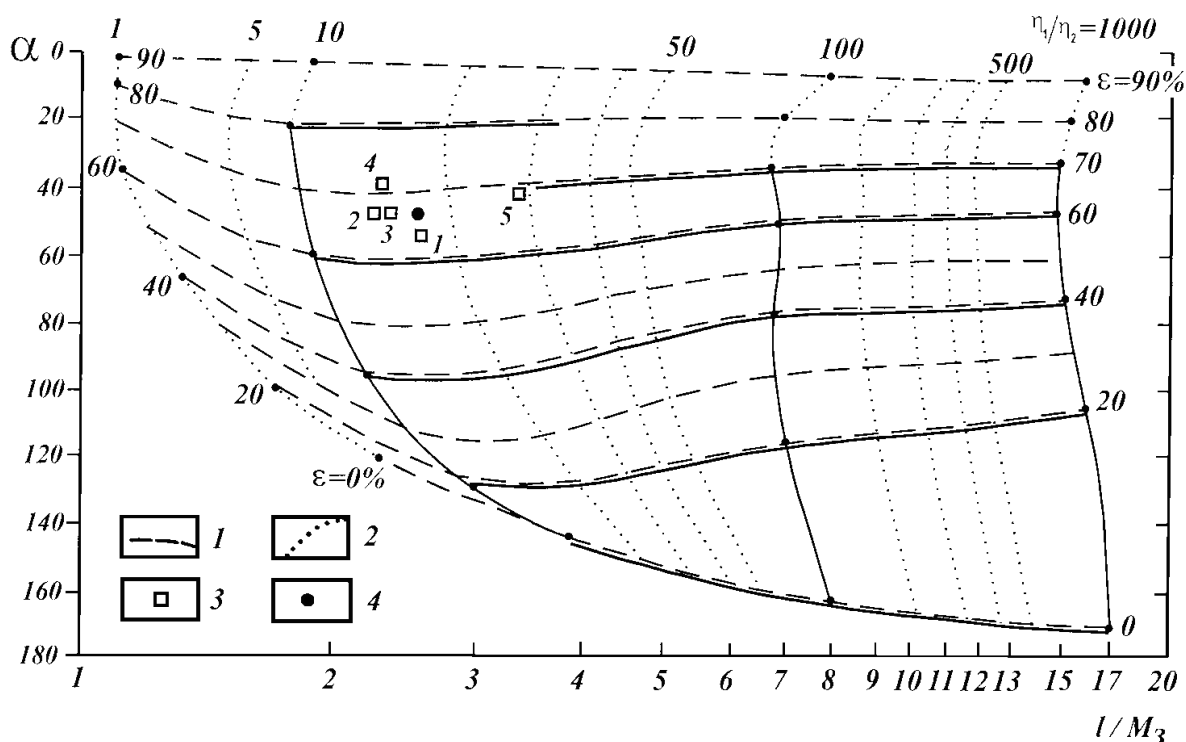


Рис. 7. Номограмма для определения величины укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]). По горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя в замке». Сплошные линии построены по замерам геометрии складок в расчетных моделях [Hudleston, Stephansson, 1973], использующих механизмы *изгиба* и *сплющивания*

1 – изолинии укорочения; 2 – изолинии контраста вязкостей; 3 – пример положения замеров геометрии природных складок в серии (рис. 9, А); 4 – результат геометрического осреднения точек замеров

построена третья, поправочная, диаграмма (рис. 8). Диаграмма учитывала разницу в положении точек осредненных замеров на двух диаграммах (рис. 7 и рис. 8, А) среди изолиний величины укорочения и контраста вязкостей. С помощью этого метода были исследованы несколько десятков серий складок единичного вязкого слоя в Чиаурской зоне Большого Кавказа (примеры, рис. 9). Было показано [Яковлев, 1978; Yakovlev, 2008 a], что распределение величины укорочения в складках связано с характером структуры в отдельных частях зоны и лежало в пределах от 25% до 82% со средним значением 56%. Контраст вязкости для песчаников (слой) и аргиллитов (среда) лежал в пределах от 2 до 20 (до 60 для кварцевых жил) со средним значением 10 (рис. 10).

Таким образом, проблема определения действующих механизмов формирования для складок единичного вязкого слоя отсутствует при предложенном подходе. Эти механизмы заменяются численной (конечно-элементный метод) моделью, корректной с точки зрения механики сплошной среды и для определенных условий задачи. Природные структуры сравниваются с модельными по форме смятого в складки слоя; в результате сравнения определяются *величина укорочения* и *контраст вязкости* слой/среда.

Рассмотрим возможные механизмы формирования **складок пачек слоев**. Физический

подход к решению деформационных задач предусматривает рассмотрение необходимого и достаточного количества параметров, которые могут быть измерены в природных структурах. Этому правилу отвечает известное описание эллипсоида (тензора) деформаций в масштабе образца горных пород, которым занимается стрейн – анализ. В общем случае это наблюдения над изменением формы шара. Другой способ – это наблюдения над изменением формы куба. Для описания таких деформаций используются три степени удлинения первоначальных сторон куба и три угла сдвига между этими сторонами. Для случая двухосной деформации без изменения объема любая конечная деформация может быть разложена на три простых типа – *поворот*, *простой сдвиг* и *чистый сдвиг*. В соответствии с этим любая деформация может быть описана в виде простых законов изменения формы тела в рамках определенной системы координат. Для проверки того, какие механизмы (из числа декларируемых умозрительных) можно привлечь для формализованного описания деформации слоев компетентного и некомпетентного в складках пачек слоев, рассмотрим результаты действия указанных выше трех простых деформаций (рис. 11) для двух случаев ориентации слоя – а) горизонтального (это в том числе – замков складки) и б) наклонного (крыло складки) [Яковлев, 1981; Yakovlev, 2008 a].

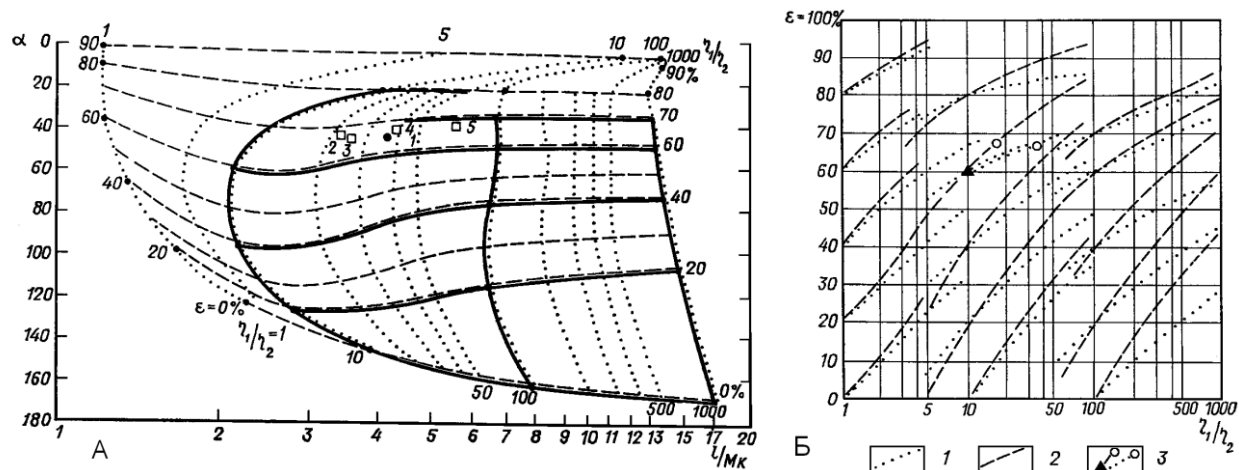


Рис. 8. Дополнительные номограммы. А – номограмма для определения величины укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]), по модели, использующей механизмы *изгиба* и *сплющивания*. По горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя на крыле». Условные знаки см. на рис. 7. Б – номограмма учета механизма *осевого сдвига* (скальвания)

1 – линии скальвания для номограммы А ($\alpha - l/M_k$); 2 – линии скальвания для основной номограммы (рис. 7, ($\alpha - l/M_z$)); 3 – операция учета механизма скальвания: смещение точек осреднения с двух номограмм, имеющих разные параметры укорочения и контраста вязкости, вдоль «линий скальвания» производится до точки с одинаковыми параметрами. Этим «вычитается» действие механизма *скальвания*, искажающего морфологию складок (это искажение и вызывает соответствующее их смещение по семейству «линий скальвания» на двух номограммах)

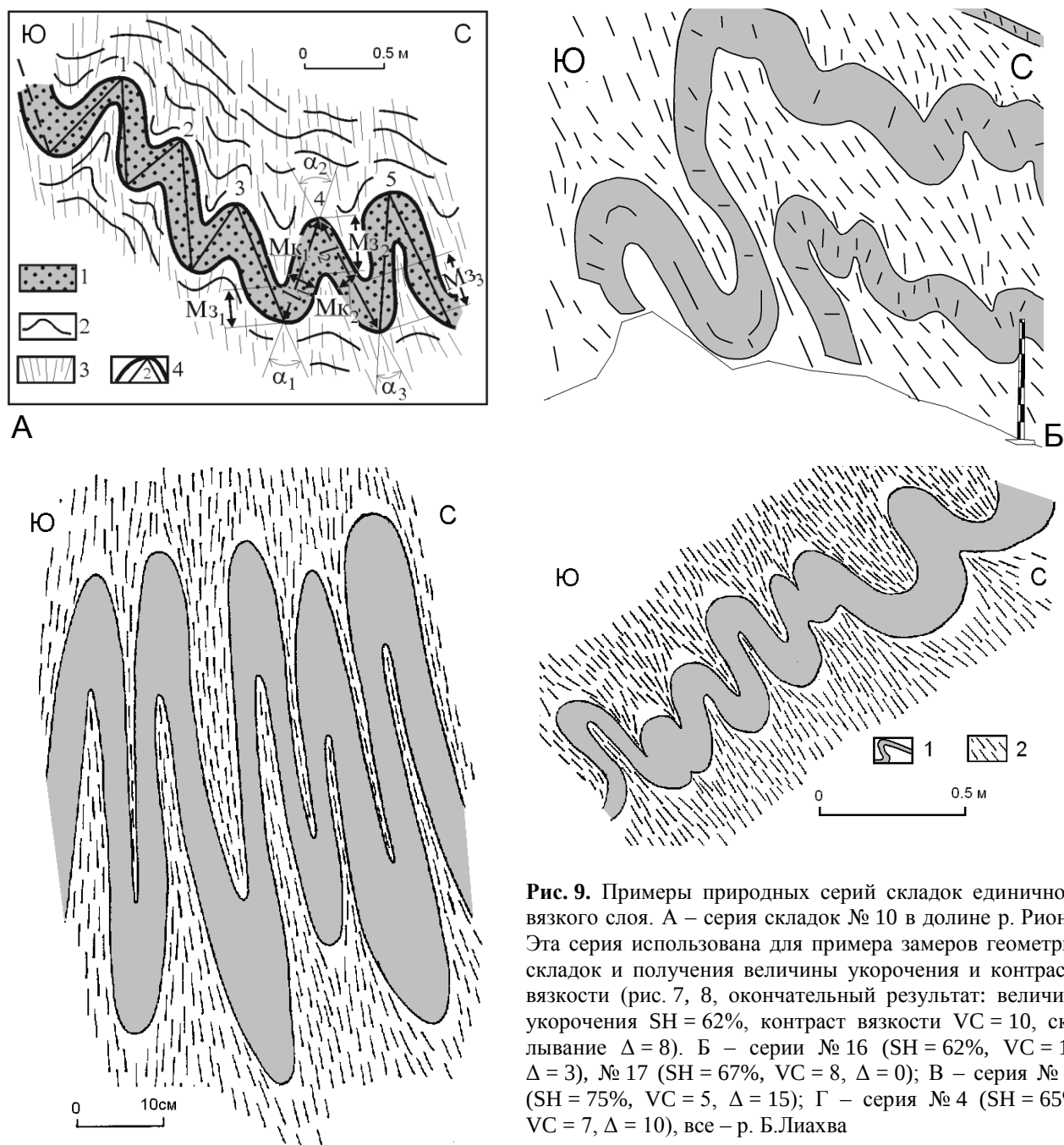


Рис. 9. Примеры природных серий складок единичного вязкого слоя. А – серия складок № 10 в долине р. Риони. Эта серия использована для примера замеров геометрии складок и получения величины укорочения и контраста вязкости (рис. 7, 8, окончательный результат: величина укорочения SH = 62%, контраст вязкости VC = 10, скалывание $\Delta = 8$). Б – серии № 16 (SH = 62%, VC = 10, $\Delta = 3$), № 17 (SH = 67%, VC = 8, $\Delta = 0$); В – серия № 18 (SH = 75%, VC = 5, $\Delta = 15$); Г – серия № 4 (SH = 65%, VC = 7, $\Delta = 10$), все – р. Б.Лиахва

В

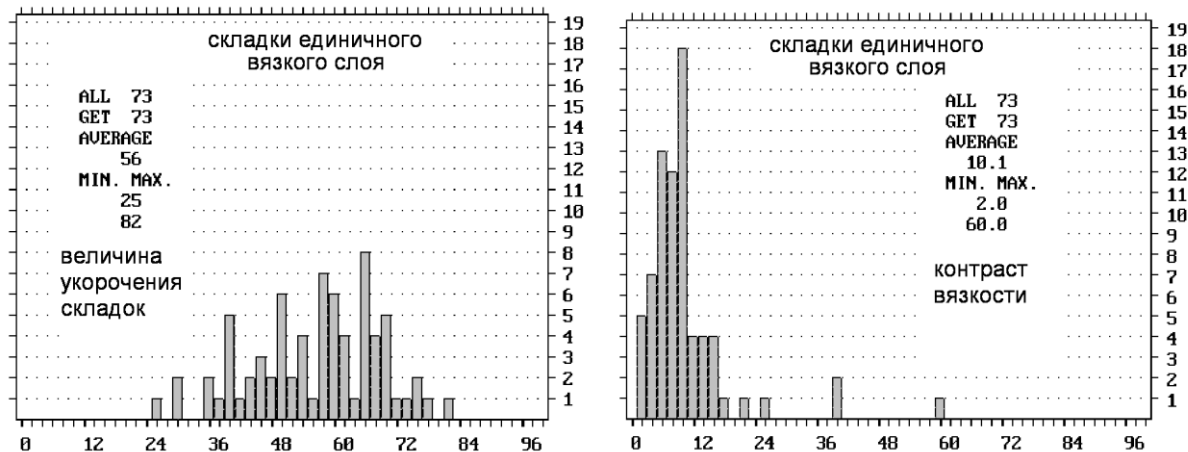


Рис. 10. Гистограммы значений величины укорочения (левая гистограмма) и контраста вязкости (правая гистограмма) для изученных складок единичного вязкого слоя Чиаурского синклиория (73 серии)

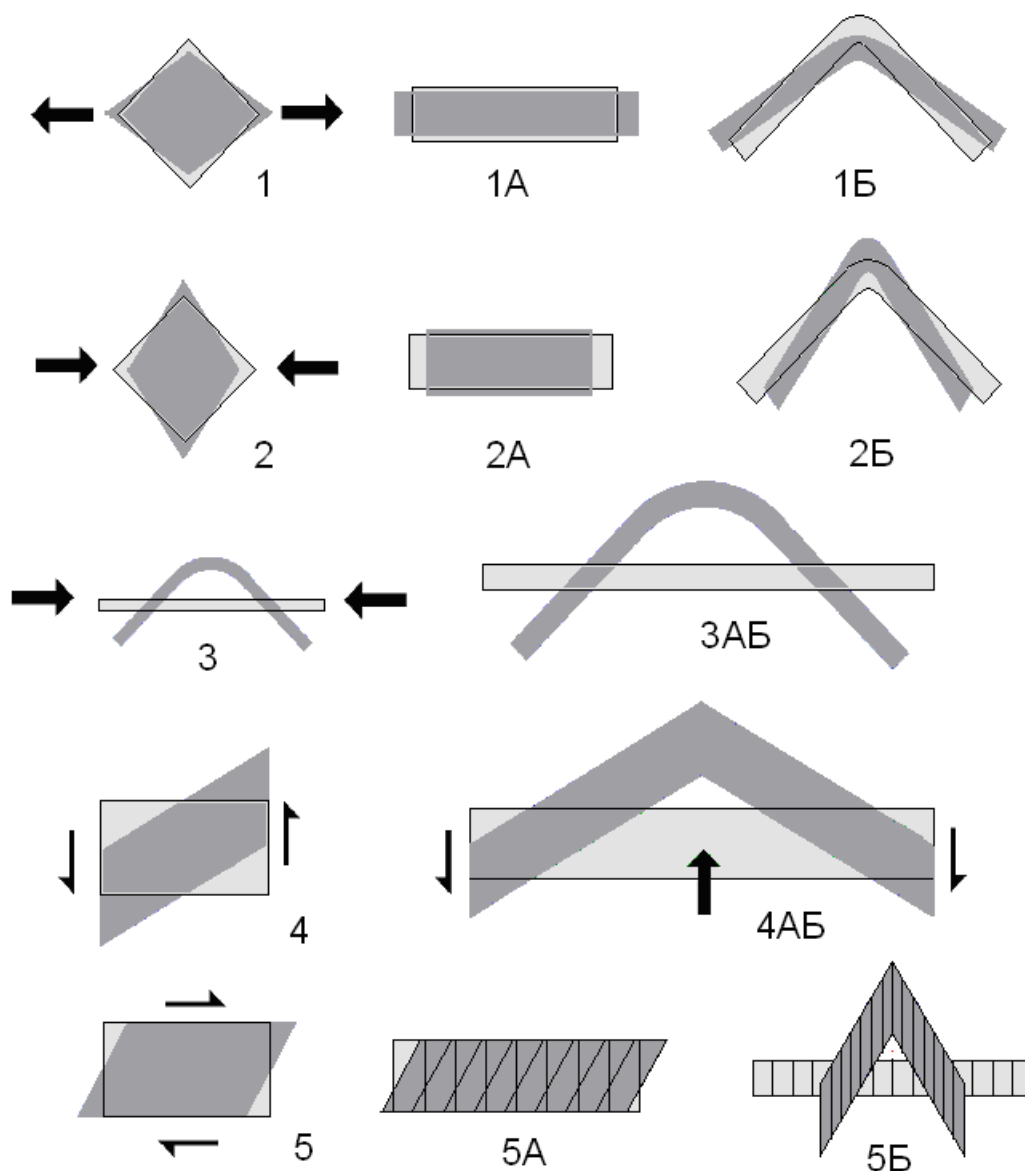


Рис. 11. Классификация механизмов образования складок в компетентных и некомпетентных слоях, основанная на действии простых физических деформаций в горизонтальном и наклонном слое (в замке и на крыле складки). Левая колонка – типы простых физических деформаций: чистый сдвиг (1, 2), продольный изгиб (3), простой сдвиг (4, 5). Центральная колонка (А) – действие механизмов в горизонтальном слое, Правая колонка (Б) – действие механизмов в наклонном слое. Пояснения в тексте

Чистый сдвиг, он же – однородная деформация в горизонтальном направлении, для горизонтального слоя проявляется механизмами *продольного удлинения* (1А) и *продольного укорочения* (2А). В соответствии со статусом однородной деформации поведение компетентного и некомпетентного слоев не различаются, за возможным исключением для удлинения – в компетентных породах может иметь место будинаж слоев. Для слоя наклонного однородная деформация укорочения – это известный механизм *сплющивания* (2Б). Механизм проявляется однородно для крыла складки и для всей складки и одинаково для компетентного и для некомпетентного слоев. Изменение знака одно-

родной деформации (удлинение) дает гипотетический механизм *вырождения* (1Б) [Яковлев, 1981]. Механизм поворота может существовать только для замка (условно) и крыла складки, поскольку горизонтальный слой перестает быть горизонтальным – это *изгиб* (3АБ). С простым сдвигом не все просто – его надо применить а) вдоль слоя (5) и б) вдоль осевой плоскости складки (4). Движение простого сдвига вдоль осевой плоскости складки (с разным знаком для разных крыльев складки) создает известный механизм *скалывания* или осевого сдвига (4АБ). Простое сдвигание вдоль горизонтального слоя можно назвать *перекашиванием* (5А).

Интересный механизм возникает для сдвига вдоль наклонного слоя (рис. 11, 5Б). Назовем его «*перекашивание с поворотом*» [Яковлев, 1981]. Он является аналогом сдвига вдоль слоистости и проявляется в некомпетентном слое. В этом случае соседний компетентный слой испытывает изгиб (поворот). При этом механизме увеличивается мощность слоя вдоль осевой поверхности складки (его мощность в замке) и обычный, умозрительно выделявшийся механизм *перетекания материала с крыльев в замок* оказывается лишним.

Как несложно увидеть из краткого описания этой системы, любой механизм может быть представлен как связь изменения углов наклона геометрических элементов структуры (например – наклона слоистости, или – наклона диагенетических трещин) с определенным количеством (амплитудой) механизма. К сказанному необходимо еще добавить, что эти механизмы могут рассматриваться как одновременные и независимые, то есть может быть продекларирована *суперпозиция механизмов* как некой системы координат, в рамках которой при каких-то оговоренных правилах описания любая деформация может быть зафиксирована как комбинация определенных амплитуд нескольких механизмов. При таком подходе морфология слоев в складке является источником информации о величине укорочения пространства вокруг складки (что позволяет судить о внешних механизмах и причинах возникновения деформаций) и о сочетании механизмов, которые в принципе связаны с реологическими свойствами пород.

Приведенная выше система простых механизмов, описывающая все возможные изменения геометрических элементов слоев в складках в связи с величиной развития того или иного механизма, была использована для создания модели образования пачек слоев (тип 2 – складки с широкими замками) [Яковлев, 1981; 2002]. Деформации компетентного слоя описываются сочетанием одновременно действующих механизмов *изгиба* и *сплющивания* на крыле и в замке. В качестве объекта описания используется исходный квадрат (описание изменений наклона и мощности слоя) и круг (ориентировка осей и величина эллипса деформаций). Деформации в некомпетентном слое описываются механизмом «*перекашивание с поворотом*» и *сплющиванием*. Величина сдвига («*перекашивания*») определяется соотношением мощностей компетентного и некомпетентного слоев в ритме. При минимальной мощности некомпетентного слоя угол сдвига растет очень быстро уже при небольшом наклоне, а при минимальной мощности слоя

компетентного угол сдвига почти равен углу наклона (рис. 12). В компьютерной программе одновременность действия механизмов обеспечивается небольшими приращениями каждого механизма (итерациями), повторяющимися много раз (рис. 13). В обоих вариантах методики (1981 г. и 2002 г.) была использована наиболее простая версия с постоянными величинами приращения поворота и сплющивания, которая обеспечивала разный вклад этих механизмов в общее укорочение структуры в процессе развития складки (с нарастанием влияния изгиба в процессе работы программы). Расчет деформации круга (рис. 14) позволил связать общую величину укорочения складки с величиной и ориентировкой деформации внутрислойной [Яковлев, 2002]. Перебор всех возможных изменений соотношения инкрементов изгиба и сплющивания лег в основу построенной номограммы, в которой по осям отложены наклон слоя и отношение мощности компетентного слоя на крыле к его мощности в замке, а сетка изолиний показывает величину укорочения в направлении перпендикуляра к осевой поверхности и модельные соотношения инкрементов механизмов (рис. 15). В первоначальной версии модели [Яковлев, 1981] был также использован механизм *скалывания* (осевого сдвига), а диаграмм было две. Первая диаграмма была очень похожей на основную, вторая показывала изменение угла между диагенетическими трещинами и слоем, третья – позволяла «вычесть» действие скалывания (рис. 16).

В настоящий момент методика версии 1981 года оценивается как достаточно надежная, но в будущем результаты ее применения будет полезно проверить. Во-первых, часть «диагенетических» трещин может быть трещинами слабого кливажа, а их ориентировка может отличаться от ориентировки «диагенетических» трещин. В версии методики 2002 года ориентировка кливажа совпадает с ориентировкой длинной оси эллипса внутрислойной деформации. Второе обстоятельство – связь геометрии компетентного слоя и определенной величины и ориентировки внутрислойной деформации в рамках модели «изгиб и сплющивание», которая также позволяет проверить модель путем сравнения результатов стрейн-анализа образцов пород из природных складок с модельными теоретическими характеристиками деформации. Первые результаты такого сравнения были обнадеживающими [Яковлев и др., 2003].

Проверка работоспособности модели была осуществлена в двух работах – анализ складок пачек слоев в Чиаурской тектонической зоне

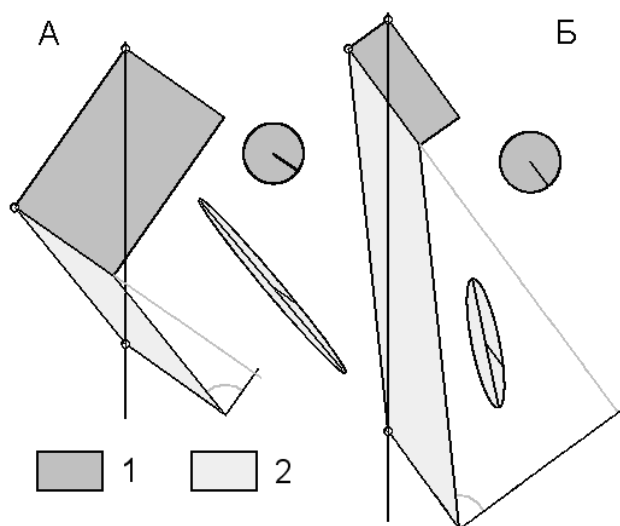


Рис. 12. Сравнение двух случаев с разными относительными мощностями компетентного и некомпетентного слоев: А – 80% мощности ритма составляет компетентный слой, Б – 20%. Показаны эллипсы деформаций для компетентного и некомпетентного слоя и углы сдвига в некомпетентном слое, соответствующие действию механизма «перекашивание с поворотом»
1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой

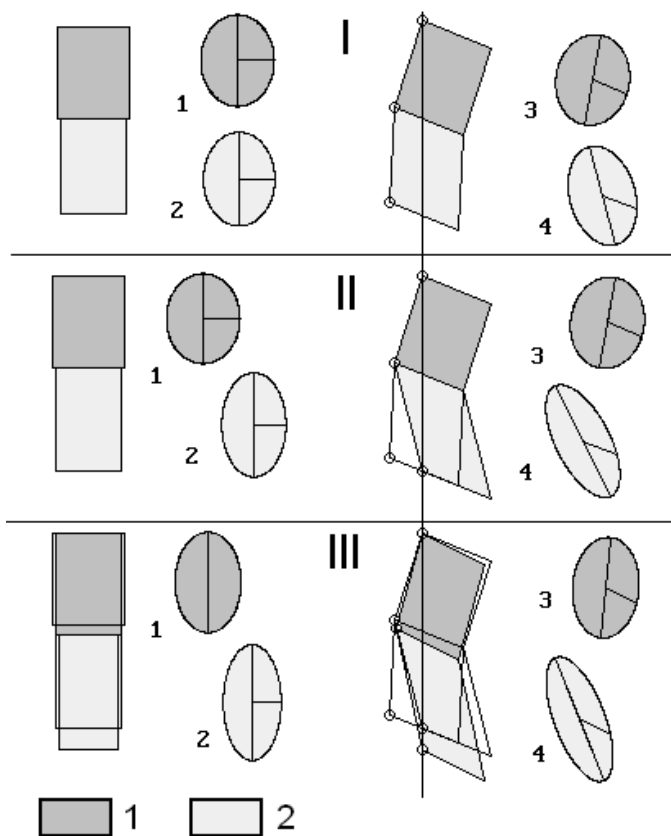
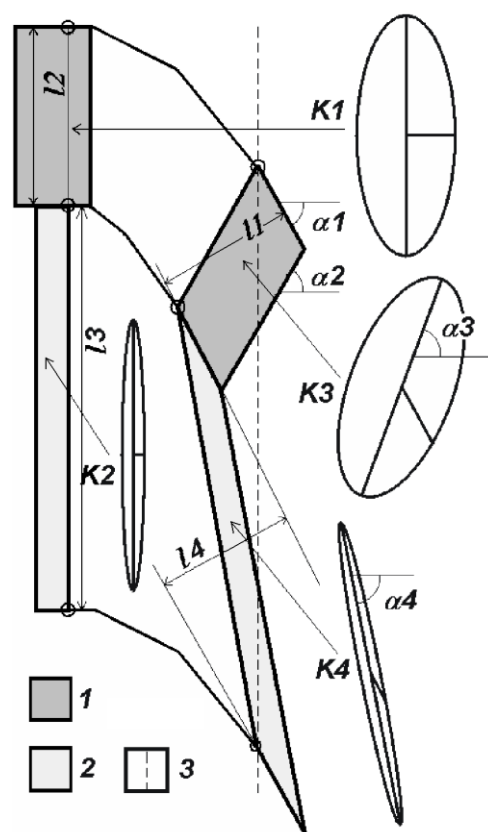


Рис. 13. (слева) Итерационное измерение геометрии слоев в модели пачки слоев. I – поворот на 10° компетентного слоя, II – перекашивание с поворотом, III – сплющивание 10%
1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой

Рис. 14. (справа) Модель формирования складки пачек слоев (по [Яковлев, 2002]). Значения рассчитанных параметров складки: исходные мощности слоев 75 и 75, длина отрезка крыла – 75; общее сокращение $K = 0.396$; сокращение по эллипсам деформаций (показана длинная ось и ориентировка слоя) $K1 = 0.643$, $K2 = 0.286$, $K3 = 0.668$, $K4 = 0.251$; мощности слоев $l1 = 90.7$, $l2 = 116.7$, $l3 = 262.5$, $l4 = 90.7$, длина отрезка крыла 62.0; ориентировки отрезков и осей эллипсов $\alpha1 = 61.4^\circ$, $\alpha2 = -59.8^\circ$, $\alpha3 = -69.8^\circ$, $\alpha4 = 78.7^\circ$

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой; 3 – ориентировка осевой плоскости



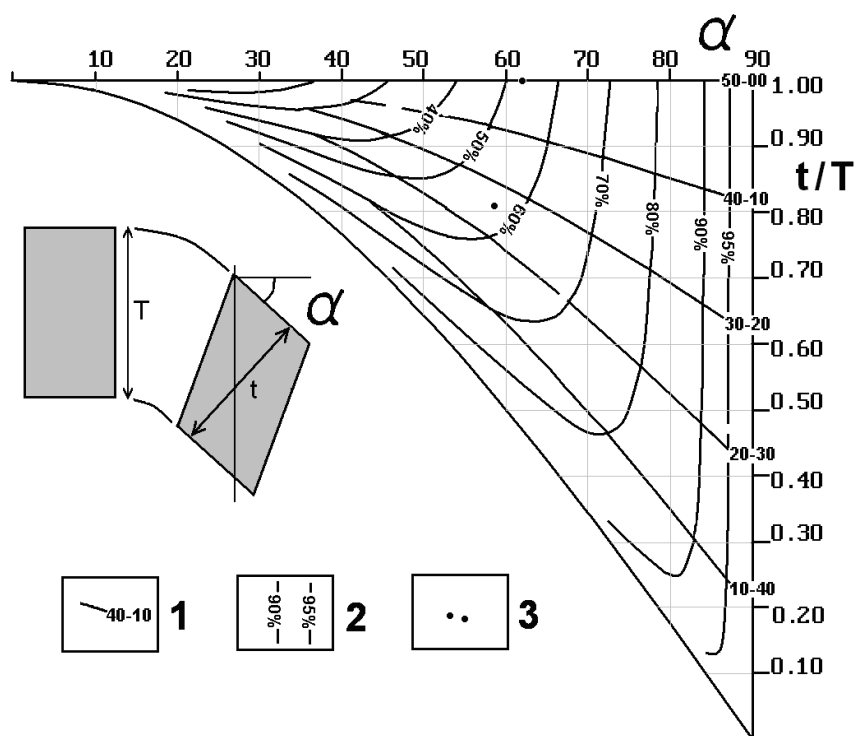


Рис. 15. Номограмма для определения величины укорочения в складках пачек слоев по геометрии компонентного слоя. Использована расчетная модель с механизмами *изгиба* и *сплющивания*. Показана система замеров угла наклона слоя относительно перпендикуляра к осевой плоскости (α), мощности слоя на крыле (t) и его мощности в замке (T). Угол наклона и отношение мощностей откладываются по осям номограммы. В теле номограммы нанесены изолинии величины укорочения (в %), и соотношения итераций механизмов поворота и сплющивания

1 – изолинии соотношения механизмов; 2 – изолинии величины укорочения; 3 – точки замеров геометрии складок, одна из точек соответствует складке на рис. 16

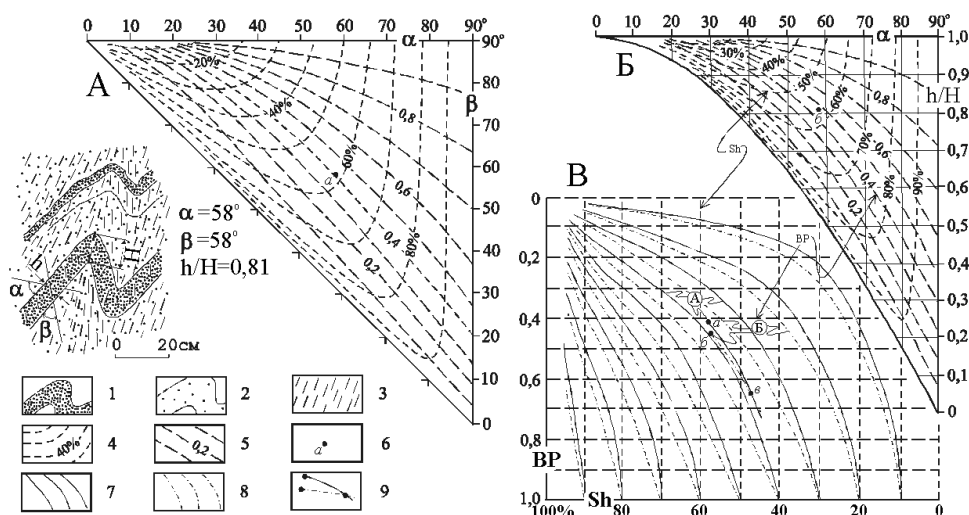


Рис. 16. Номограммы для анализа складок пачек слоев [Яковлев, 1981]. А – по углу падения крыла и углу между кливажем и слоистостью, Б – по углу падения крыла и отношению мощностей слоя крыло/замок (сравните с рис. 15), В – номограмма для корректировки результата с учетом действия механизма скалывания. Показана природная складка, замеры параметров ее геометрии и процесс получения результатов

1 – слои песчаника; 2 – слои сланца; 3 – ориентировки плоскостей кливажа; 4 – изолинии величины укорочения; 5 – изолинии доли изгиба к общему укорочению; 6 – точки замеров геометрии складки; 7 – линии скалывания для номограммы А; 8 – линии скалывания для номограммы Б; 9 – коррекция возможных искажений геометрии складки по модели «изгиб и сплющивание», которые вносит механизм скалывания (вдоль линий скалывания)

[Яковлев, 1981] и определение величины сокращения для складок в теле Воронцовского покрова ([Яковлев и др., 2008], настоящий сборник). Примеры складок пачек слоев показаны на рис. 17. В целом в Чиаурской зоне было получено решение для 36 складок, величина укорочения для которых лежала в пределах от 27 до 83% при среднем значении 56% (рис. 18), что примерно соответствовало результатам изучения складок единичного вязкого слоя. Важным обстоятельством является то, что для 8 локальных структур были найдены складки обоих типов, что позволило сопоставить две методики. Было определено, что среднее укорочение для этой совокупности практически одинаково со средним укорочением для складок единичного вязкого слоя, коэффициент корреляции достаточно высок, хотя линия регрессии не является идеальной (рис. 19). Тем не менее, можно утверждать, что в модели пачек слоев указанная выше особенность соотношения механизмов (постоянные приращения инкремента поворота и сплющивания в процессе развития складки) оказалась в первом приближении соответствующей корректной модели формирования складок единичного вязкого слоя.

Тридцать девять складок пачек слоев были использованы для измерения величины укорочения по этой же методике для определения генезиса Воронцовского покрова [Яковлев и др., 2008]. В результате (см. ниже) был получен

ареал значений, достаточно узкий и почти совпадающий с трендом гравитационного соскальзывания.

Предельный случай модели пачек слоев предусматривает только изгиб, при этом точка, соответствующая замеру, будет находиться на горизонтальной оси ($t/T = 1$). Величина укорочения в этом случае соответствует косинусу угла наклона крыла складки относительно перпендикуляра к осевой плоскости (рис. 15). Для Чиаурской зоны 17 складок такой морфологии главным образом соответствовали шевронным (складки с узкими замками, тип 3). Их основным признаком являлась ориентировка редких крупных трещин (диагенетических), перпендикулярных к поверхности напластования, и длинные прямолинейные крылья складок. Складки с призамковыми надвигами (тип 4) встречались редко, и практика их изучения пока недостаточна для того, что приводить какие-то примеры.

Таким образом, для структур ранга отдельных складок анализ механизмов формирования базируется на физически корректных моделях формирования складок. Эти модели выступают своеобразными «осями координат», а исследуемые объекты (природные складки) занимают определенное положение в многомерном пространстве следующих параметров: 1) величина укорочения, перпендикулярная осевой плоскости, 2) контраст вязкости слой/среда, 3) соотношение механизмов изгиб/сплющивание.

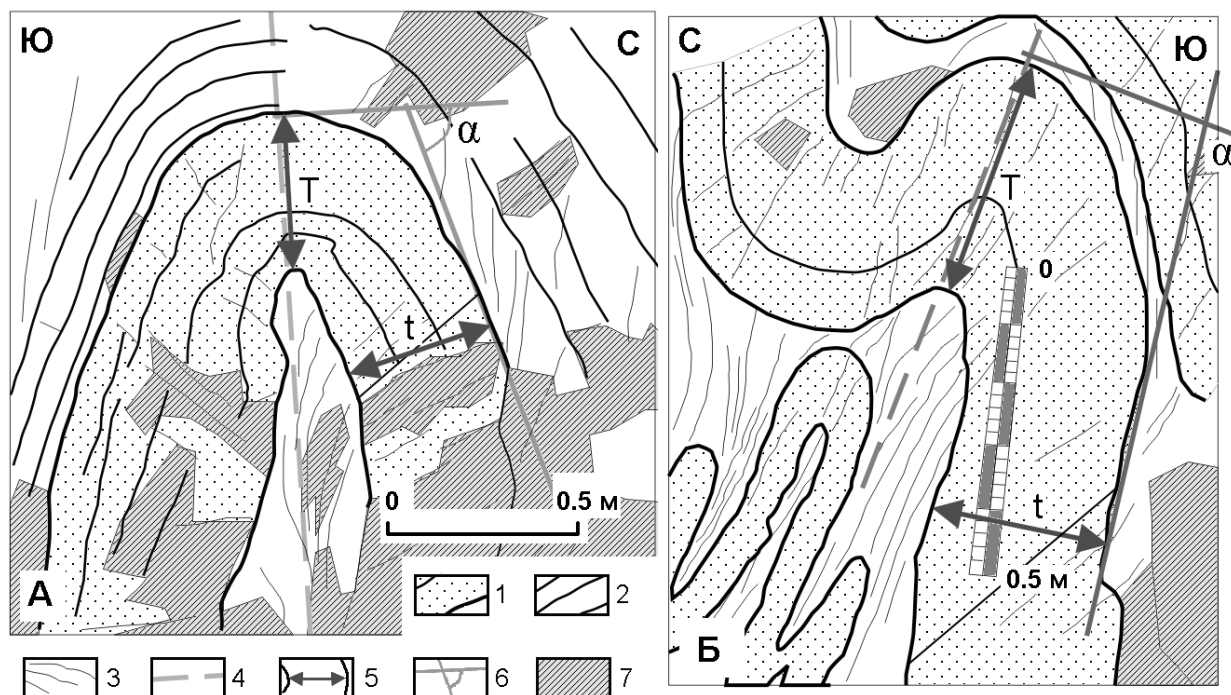


Рис. 17. Примеры складок пачек слоев, зарисовка по фотографиям. А – замер 60/28: укорочение $Sh=71\%$, доля изгиба $BP=0.86$, поправка на «скалывание» $\Delta=3\%$. Б – замер 42/69: $Sh=62\%$, $BP=0.90$, $\Delta=16\%$

1 – слоистость и границы компетентного слоя; 2 – некомпетентные слои; 3 – кливаж и трещины; 4 – осевая поверхность; 5 – замеры мощности слоя; 6 – замеры угла; 7 – тень

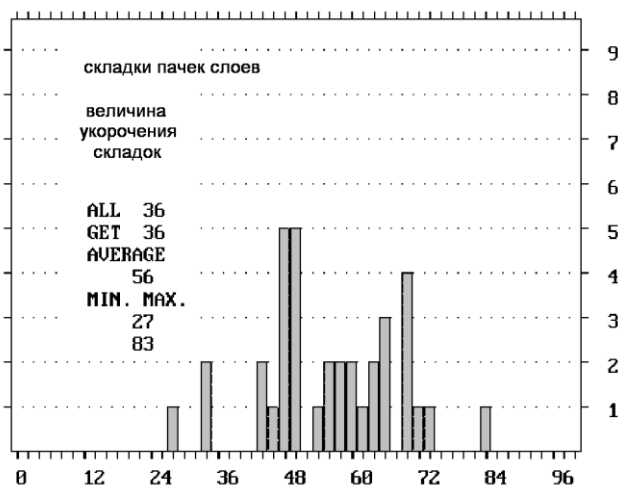


Рис. 18. Гистограмма значений величины укорочения для изученных 36 складок пачек слоев Чиаурского синклиория

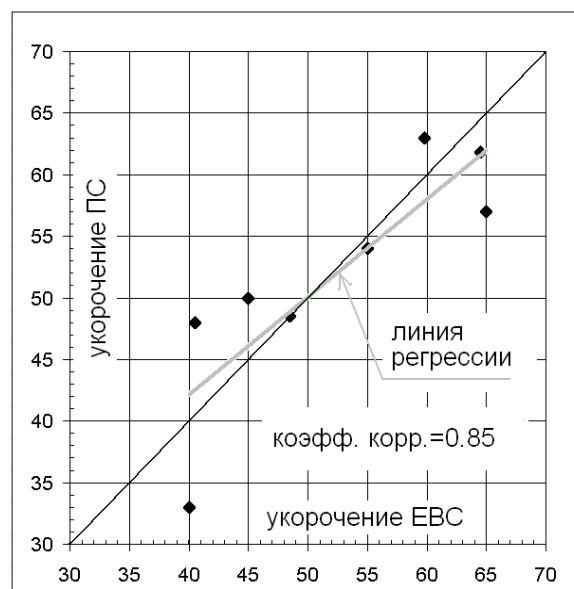


Рис. 19. Сравнение результатов определения размера сокращения (в процентах) по методам для складок единичного вязкого слоя ЕВС и пачек слоев ПС для ряда локальных природных структур Чиаурской зоны Большого Кавказа

III. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НА УРОВНЕ ПАЧЕК СЛОИСТОСТИ (УРОВЕНЬ 3, ДОМЕНЫ)

На уровне пачек слоев и, соответственно, структурных доменов вопрос об определении механизмов (или выдвижении моделей формирования структур) как правило не стоит, поскольку механизмы формирования складок относятся к предыдущему уровню (механизмы деформирования слоев), а «региональные» или геодинамические – это механизмы, действующие в чехле в целом. Однако в части природных структур могут действовать «локальные» механизмы, связанные с деформациями в окрестностях разломов, о чем будет сказано несколько ниже.

На уровне собственно доменов речь может идти о способе количественного описания деформаций. Этот материал необходим для численного анализа природных и модельных структур на уровне локальных и региональных механизмов.

Величина сокращения, определенная для складок в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости, позволяет построить эллипсоид деформации, поскольку для линейной складчатости по причине значительной протяженности ее структур не существует возможностей для региональных деформаций удлинения или сокращения вдоль шарниров складок. Косвенно это подтверждается слабым распространением систематически существующих структур будинирования слоев вдоль

шарниров складок (растяжение) или складок с субвертикальной ориентировкой шарниров (сжатие). Принимая во внимание, что явление растворения под давлением зерен кварца и кальцита приводит к локальному переносу вещества (первые метры или сотни метров), а плотность пород хинтерланда лежит в достаточно узком диапазоне, можно утверждать, что изменения объема незначительны. Поэтому деформация в складчатых доменах является плоской (в плоскости перпендикулярна к шарнирам складок). Соответственно, эллипсоид определяется следующим образом (рис. 20). Промежуточная ось является нейтральной (без деформации) и ориентирована вдоль шарниров. Ось укорочения расположена перпендикулярно к осевой плоскости, ее величина совпадает с величиной сокращения складок. Ось удлинения ориентирована перпендикулярно шарниру складок и принадлежит осевой плоскости складок. Ее величина вычисляется как обратная величине оси укорочения, исходя из того, что деформация является плоской и объем пород постоянен [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Указанный эллипсоид содержит в себе накопленную деформацию за все время деформирования (за все стадии) и является обобщенной характеристикой деформации чистого сдвига и сдвига простого.

Полная характеристика деформации в рамках континуальной механики включает в себя тензор

деформации, поворот и перемещение (или совокупность перемещений каждой точки). Для наших целей можно ограничиться тензором деформации и поворотом. Соответственно, для характеристики домена необходимо определить компоненты поворота и разделить величины сдвигов простого и чистого. Для этого в домене дополнительно производится замер наклона осевой плоскости (обобщенной) относительно горизонта и замер наклона плоскости зеркала складок (рис. 21).

В зависимости от модельного сочетания (последовательности) механизмов эти данные дают те или иные величины искоемых деформаций. Используемая нами модель включает компоненту поворота, использующую ориентацию плоскости зеркала складок: домен поворачивается до горизонтального положения зеркала складок (рис. 22). Результатом преобразования является неизменный эллипсоид деформации, с измененной ориентацией осевой плоскости. В этом случае компонента простого сдвига вычисляется путем приведения осевой плоскости к вертикальному положению за счет простого

сдвигания в горизонтальной плоскости. Величины осей эллипсоида и их ориентировка определенным образом меняются. Можно считать, что из эллипсоида вычитается компонента простого сдвига. «Оставшийся» эллипсоид является эллипсоидом чистого сдвига. Для восстановления доскладчатой структуры необходимо растянуть его структуру на величину короткой оси полученного эллипсоида (рис. 22).

Эти преобразования используются для восстановления доскладчатого положения домена и доскладчатого положения всей структуры (тектонической зоны). Основой является отрезок линии профиля, относящийся к домену (с границами отрезка, его длиной и наклоном линии). В результате поворота, горизонтального сдвига и растяжения этот отрезок приобретает уже другую длину и наклон в горизонтально слоистой (доскладчатой) среде. Присоединяя соседние домены друг к другу, можно получить весь профиль. Любой крупный разрыв должен использоваться в качестве границы двух доменов. Тогда контактирующие точки двух доменов будет разделять плоскость, которая принадлежит

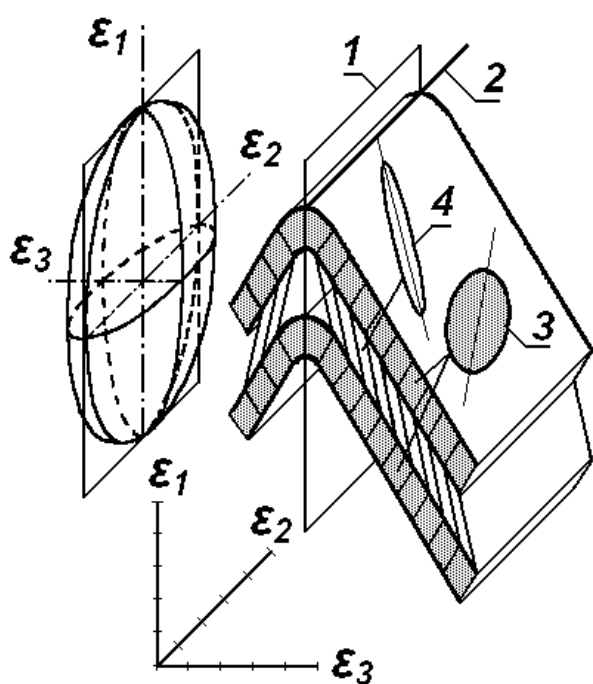


Рис. 20. Соотношение эллипсоида деформации с элементами складки (по [Yakovlev, Voitenko, 2005])

1 – осевая плоскость; 2 – шарнир; 3 – эллипс деформаций в компетентном слое; 4 – эллипс деформаций в слое некомпетентном

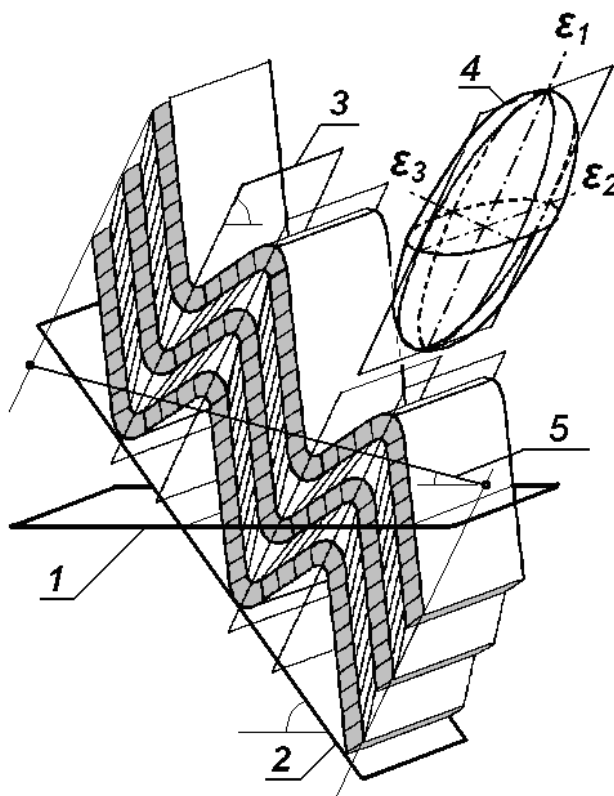


Рис. 21. Элементы геометрии складчатого домена и их замеры (по [Yakovlev, Voitenko, 2005])

1 – горизонтальная плоскость; 2 – плоскость зеркала складок, угол ее наклона; 3 – осевая плоскость, угол ее наклона; 4 – эллипс деформаций (по результатам определения величины укорочения); 5 – линия профиля, ее длина и угол наклона

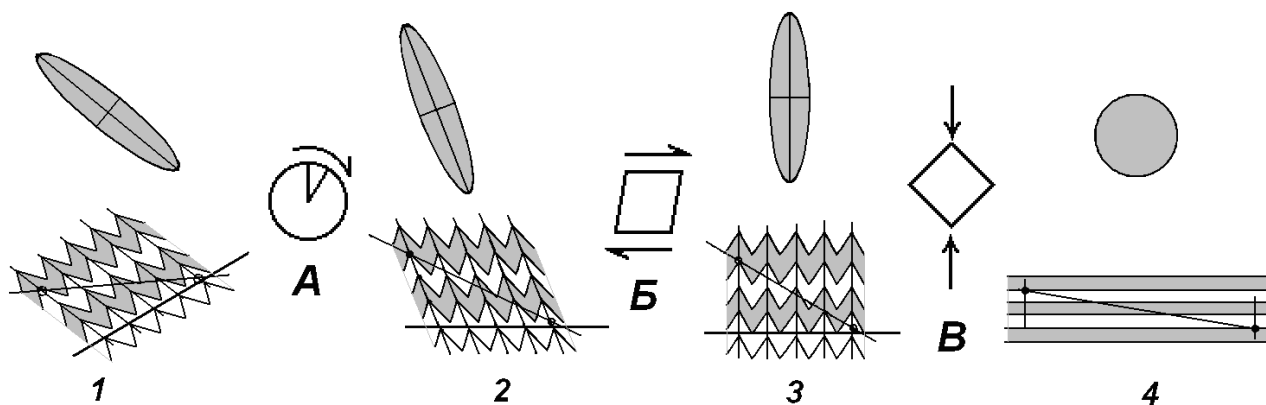


Рис. 22. Кинематические операции восстановления доскладчатого состояния домена. А – операция поворота; Б – операция горизонтального простого сдвига; В – операция чистого сдвига (горизонтальное растяжение)

1 – исходное состояние домена; 2 – состояния после поворота; 3 – состояния после простого горизонтального сдвига; 4 – доскладчатое состояние

двум доменам. Соответственно, ее доскладчатая ориентировка может быть так же восстановлена. В этом случае разница в «стратиграфической» высоте двух точек дает вертикальную амплитуду смещения по разрыву, а по наклону плоскости и по вертикальной амплитуде, соответственно, легко определяется горизонтальное смещение. На рис. 23 и 24 показаны природный структурный профиль, его компьютерная модель, построенная по результатам замеров параметров доменов, и доскладчатое состояние профиля. Видны разрывы – как надвиги, так и сбросы. Эти процедуры в совокупности с компьютерной программой могут быть названы *методом балансирования по геометрии доменов* и фактически являются единственным методом составления сбалансированных разрезов в пределах внутренних частей складчатых сооружений.

Кроме процедур восстановления доскладчатого состояния доменов и структурных пересечений, элементы описания деформационного состояния доменов и совокупностей складок

могут быть использованы для определения механизмов формирования некоторых видов локальных структур. Связано это с тем, что определенный процесс формирования структур, если он действительно существует в природе, в разных объектах может иметь разную конечную «амплитуду» развития. В этом случае совокупность объектов в поле деформационных параметров может показать определенный тренд. Разные механизмы должны отличаться друг от друга именно деформационными характеристиками, что и является основой их диагностики. Покажем это на двух примерах.

Для Северо-Западного Кавказа в 11 структурных пересечениях были сделаны замеры геометрии доменов: наклон осевых плоскостей (AX), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). На диаграмме распределения точек замеров в поле параметров AX / EN было замечено (рис. 25), что третья величина SH явно возрастает с ростом угла между осевой плоскостью и зеркалом складчатости [Яковлев,

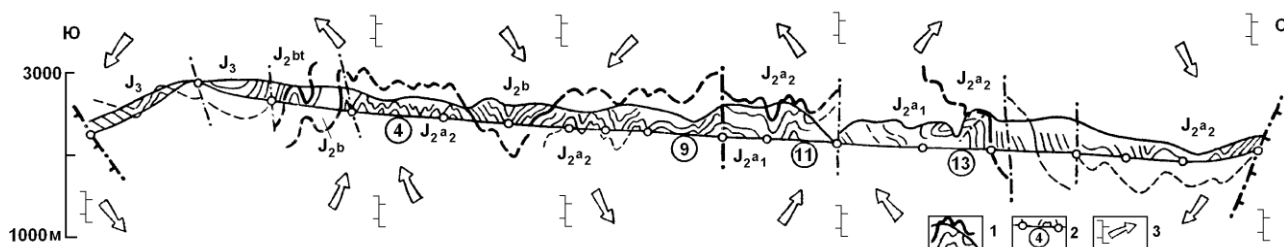


Рис. 23. Пример природного структурного профиля через тектоническую зону (р. Кудиалчай, Тфанская зона, Большой Кавказ, по материалам [Рогожин, Яковлев, 1983])

1 – складчатая структура; 2 – домены и их границы; 3 – структурные ячейки и их границы

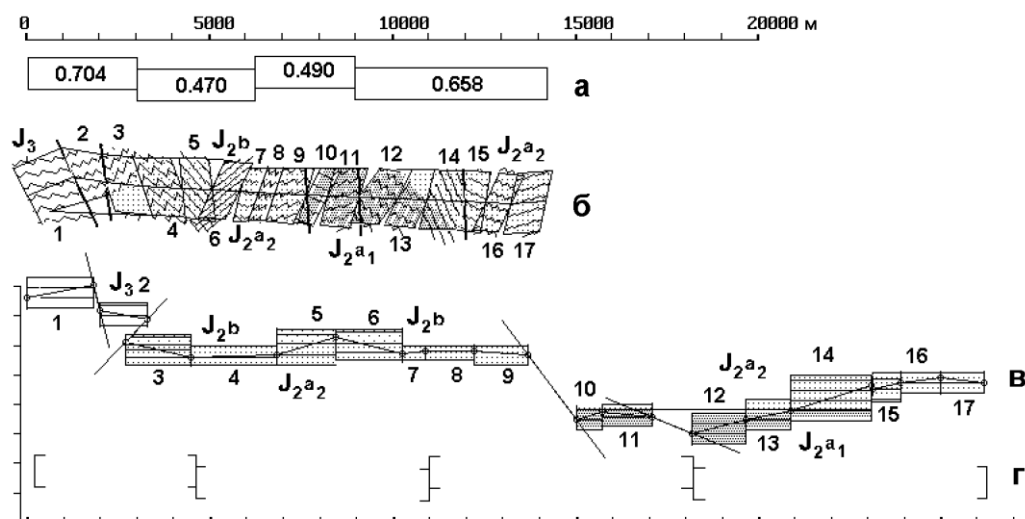


Рис. 24. Пример восстановления природного структурного профиля (см. рис. 23). **а** – величины укорочения для структурных ячеек; **б** – компьютерное изображение профиля, построенное РС программой по замерам параметров доменов; **в** – восстановленное доскладчатое состояние линии профиля в горизонтально слоистой среде; **г** – доскладчатое состояние границ структурных ячеек

2003; Yakovlev, 2005]. После ряда операций была построена диаграмма (рис. 26), показывающая обнаруженный деформационный процесс в параметрах SH/(AX – EN). Было сделано предположение, что этот процесс может быть описан как пластическое простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с

общим горизонтальным укорочением. Перебор параметров модели показал, что первоначальный наклон плоскости в 45° , и комбинация инкрементов механизмов *простой сдвиг* 6° и *сплющивание* 1% дают вполне сопоставимую с природной эволюцию геометрии структуры (рис. 27).

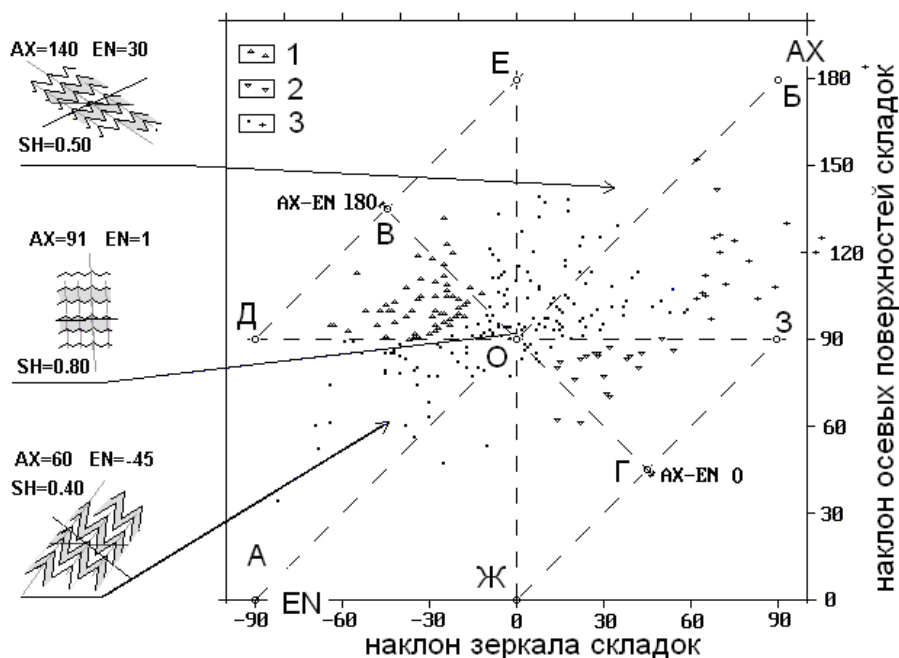


Рис. 25. Распределение замеров геометрии доменов для складчатой структуры Северо-Западного Кавказа для диаграммы распределения «наклон зеркала складок / наклон осевых поверхностей». Для точек «приразломной складчатости» (условные знаки 1 и 3, расположенные в секторах Д-О-Е и Ж-О-3) наблюдается возрастание величины укорочения к линиям Д-Е и Ж-3. Слева показаны домены с морфологией, соответствующей параметрам точек на диаграмме (стрелки), север справа

1 – приразломная складчатость, вергенция на юг; 2 – приразломная складчатость, вергенция на север; 3 – совокупность доменов с «основными» механизмами

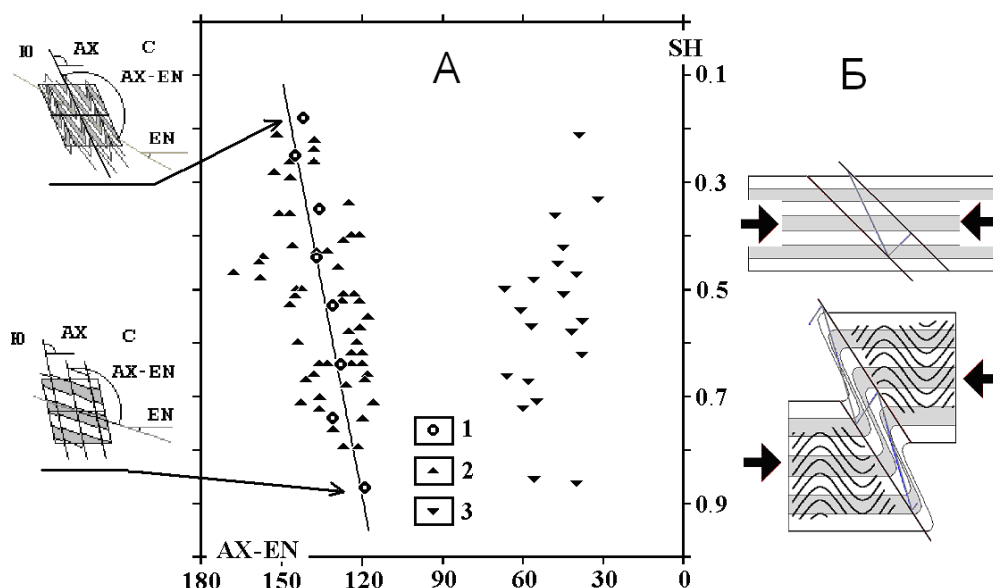


Рис. 26. А – диаграмма распределения природных параметров SH и AX-EN (вдоль линии В-Г, рис. 25); Б – общая схема эволюции структур – простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с горизонтальным сплющиванием

1 – точки осреднения для значений SH (с шагом 0.1, начиная с 0.9); 2 – точки с южной vergenцией; 3 – точки с северной vergenцией

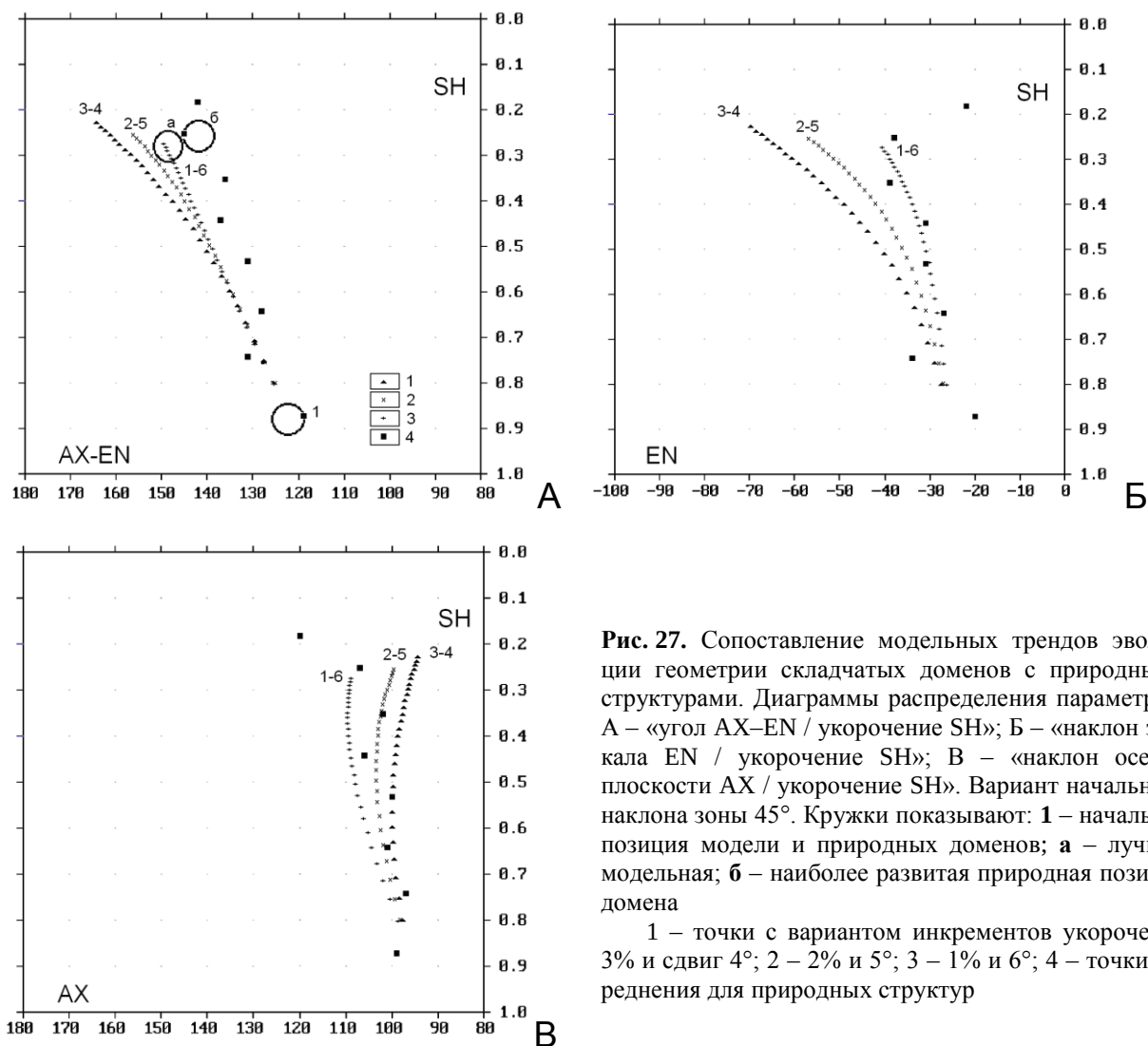


Рис. 27. Сопоставление модельных трендов эволюции геометрии складчатых доменов с природными структурами. Диаграммы распределения параметров: А – «угол AX-EN / укорочение SH»; Б – «наклон зеркала EN / укорочение SH»; В – «наклон осевой плоскости AX / укорочение SH». Вариант начального наклона зоны 45°. Кружки показывают: 1 – начальная позиция модели и природных доменов; а – лучшая модельная; б – наиболее развитая природная позиция домена

1 – точки с вариантом инкрементов укорочения 3% и сдвиг 4°; 2 – 2% и 5°; 3 – 1% и 6°; 4 – точки осреднения для природных структур

Анализ распределения доменов «вязкого скола» по структуре Северо-Западного Кавказа выявил вполне определенную связь с геометрией крупных пликативных и разрывных структур. Необходимо отметить, что выявленные реально существующие зоны «наклонного вязкого скола» не могут быть зафиксированы методами картирования или в процессе составления структурных разрезов.

В пределах Воронцовского покрова на Северо-Западном Кавказе ([Яковлев и др., 2008], настоящий сборник) были изучены складки, наблюдавшиеся в подземной выработке в зоне подошвы покрова. Были замерены углы наклона осевых поверхностей (AX) и величины укорочения складок в направлении перпендикуляра к осевой плоскости (SH). Для выявления генезиса

складок и всего покрова были выдвинуты две гипотезы – боковое давление (соскладчатое горизонтальное укорочение) и горизонтальное простое сдвигание (гравитационное соскальзывание). Для этих моделей были рассчитаны тренды изменения параметров AX / SH, которые оказались практически перпендикулярны друг другу. Совокупность точек замеров параметров природных складок совпала с моделью горизонтального сдвигания (рис. 28). Тем самым была установлена гравитационная природа Воронцовского покрова. Проведенное исследование напряженного состояния показало его возможное соответствие обеим схемам, поэтому решение проблемы не могло быть найдено с помощью этого метода. В этом смысле анализ деформаций оказался существенно более эффективным.

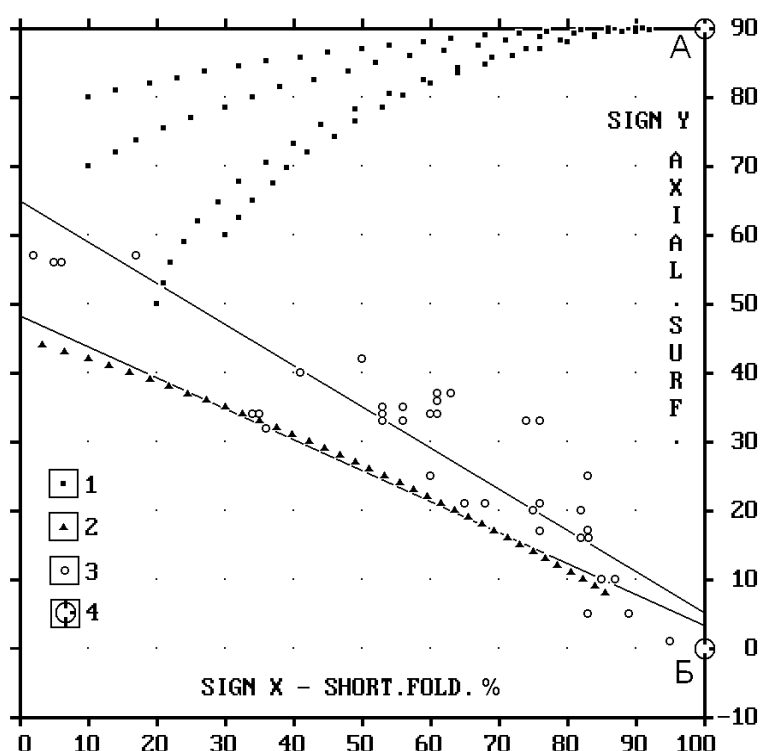


Рис. 28. Сравнение трендов моделей латерального укорочения и горизонтального сдвигания с замерами природных складок. Используется диаграмма рассеяния. Показаны две линии регрессии для совокупностей точек 1) модели горизонтального сдвигания и 2) природных складок
1 – модель горизонтального укорочения, 2 – модель горизонтального сдвигания, 3 – замеры природных складок, 4 – аттракторы, А – для модели горизонтального сокращения, Б – для модели горизонтального простого сдвигания

IV. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НА УРОВНЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (УРОВНИ 4 И 5)

Механизм формирования отдельных складок «задается» (диктуется) системой таких механизмов, которые корректны с точки зрения их описания в терминах механики. В этом случае конкретные соотношения этих механизмов и их величины (степень развития механизмов) определяют форму складки. Другая ситуация существует для больших многослойных структур. К сожалению, для структур линейной складчатости внутренних частей складчатых сооружений (а это и есть многослойные структуры) не существует теоретической модели из области

механики, которая полностью их описывает. В то же время для описания структур, охватывающих весь осадочный чехол, выдвинут целый ряд механизмов, частично численных, но по большей части – умозрительных (то есть таких, в которых дается только словесное описание условий формирования структур). Как правило, эти механизмы подтверждаются экспериментами на аналоговых материалах или являются общепризнанными. Нередки случаи, когда для одной и той же структуры разными исследователями выдвигаются несколько механизмов. При этом,

разумеется, возникает проблема поиска корректной модели. Другими словами, надо определить, какая модель из круга возможных является наиболее вероятной и какова степень развития этого процесса в природной структуре. Если же ни одна из имеющихся моделей не описывает процесс сколько-нибудь хорошо, то надо определить, по каким признакам существующие модели не подходят и, соответственно, какими свойствами должна обладать модель, которую еще только предстоит создать.

Для того, что различать структуры такого иерархического уровня, необходимо решить проблему их описания в терминах физики (механики). Прежде всего, необходимо определиться с тем, что является предметом описания, т.е. как определить границы объекта. Основная черта таких структур – сочетание антиклинальных и синклиналиных изгибов масштаба от отдельных складок (первые метры) до локальных синклинориев и антиклинориев. Очевидно также, что все структуры сформировались в условиях общего и локального укорочения, которые могут быть не одинаковыми. Кроме того, нельзя исключать возможность вертикальных смещений по разломам. Налицо сложное сочетание объектов, которые могут формироваться механизмами разного масштаба под воздействием как внешних горизонтальных и вертикальных сил, так и сил внутренних (массовых). Сначала определим, какого объема объект внутри смятого в складки чехла может быть показателем горизонтального сокращения. Для этого используем модель квазиизгиба, в основе которой лежит адвективная модель М.А. Гончарова [1979], искаженная последующим горизонтальным укорочением [Яковлев, 2003]. Для этой адвективной модели выделяется ячейка со свободными горизонтальными и вертикальными границами, заполненная горизонтальными (слои) и вертикальными отрезками. Система уравнений описывает смещение точек вокруг центра ячейки, которое имитирует процесс всплывания и погружения пород всего осадочного чехла, а перемещение точек относительно друг друга позволяет вычислить возникающие при этом деформации. В квазиизгибной модели общее укорочение задается каждый раз таким образом, чтобы слой, проходящий через центр ячейки в процессе всплывания и укорочения, не менял в целом своей длины. Если мы зададим в исходном состоянии модели ряд отрезков (структурных пересечений) разной длины и находящихся на

разной глубине и в разных частях ячейки, то для каждой стадии мы будем иметь картину дисгармонического характера деформаций (рис. 29): большинство отрезков испытают укорочение, отличное от реально существующего. Как видно из рисунка, только отрезок, опирающийся своими концами на границы ячейки (ядро всплывания и ядро погружения), имеет укорочение, величина которого совпадает с реальной. Таким образом, минимальная структура, имеющая точное «тектоническое» укорочение, является структурной ячейкой (уровень 5 иерархической системы объектов), которая имеет доскладчатую ширину примерно равную (или несколько большую) начальной мощности всего чехла. Это означает, что для анализа среднемасштабных механизмов, действующих в пределах уровней 5 «структурная ячейка» и крупнее, необходимо иметь замеры нескольких доменов на одну структурную ячейку, и каждая тектоническая зона должна быть охарактеризована несколькими структурными ячейками. Практически это означает, что для выявления тренда природного механизма в тектонической зоне нужна совокупность замеров доменов в нескольких структурных пересечениях через всю тектоническую зону.

Для выявления среднемасштабных механизмов были изучены три тектонических зоны Большого Кавказа: Шахдагская, Тфанская и Чиатурская. Все зоны характеризуются флишеидным и флишевым типом осадков в целом терригенного (нижняя и средняя юра) и терригенно-карбонатного (верхняя юра – низы палеогена) облика общей мощностью от 5-7 км до 12-15 км. Не останавливаясь на литологической характеристике осадочного чехла, правильно будет упомянуть только, что основная складчатость в Шахдагской зоне имела место перед поздней юрой, после чего там накапливались субплатформенные и рифовые карбонатные фации верхней юры, мела и низов палеогена относительно небольшой мощности, которые затем участвовали в слабопроявленной предолигоценовой складчатости. Остальные две тектонические зоны имели в целом сквозное осадконакопление в течении юры, мела и палеоцена, а перед олигоценом испытали основную складчатость с укорочением 40-50%. Для измерения геометрии доменов были использованы составленные Е.А. Рогожиным при участии автора 7 структурных пересечений через Тфанскую зону, 2 – через Шахдагскую зону

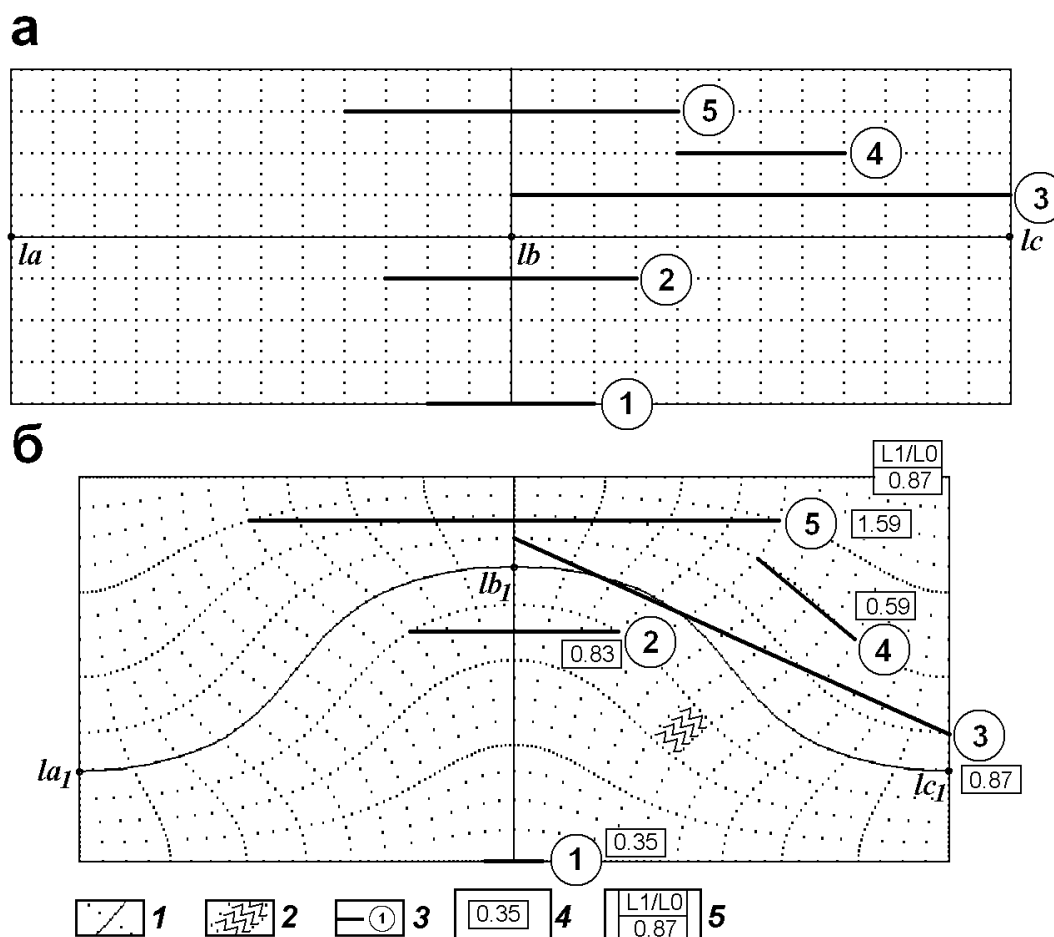


Рис. 29. Структурная ячейка как минимальная структура, укорочение которой совпадает с тектонически обусловленным горизонтальным укорочением осадочного чехла (по [Яковлев, 2008 а] с изменениями). «а» – две смежные ячейки в начальном состоянии. «б» – Те же две ячейки после действия квазиизгиба (комбинации *адвекции* и *сплющивания*). Показана неоднородность деформации горизонтального сокращения для разных структур в пределах ячеек: только для отрезка № 3 сокращение совпадает с общим укорочением.

1 – первоначальная сетка и ее искажение, сплошная линия $la - lb - lc$ сохранила свою длину, 2 – символическое изображение складок в пределах условного домена, 3 – отрезок и его номер, 4 – величина горизонтального укорочения для отрезка, 5 – величина общего укорочения для ячеек

[Рогожин, Яковлев, 1983] и 3 собственных через Чиаурскую зону [Яковлев, 1978]. Во всех доменах были сделаны замеры трех основных структурных параметров: наклон осевых плоскостей (AX), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). Фактически они представляют собой совокупность точек в трехмерном пространстве AX / EN / SH. При этом точка с координатами $SH = 1.0$, $AX = 90^\circ$, $EN = 0^\circ$ является «стартовой» для любого процесса, поскольку это горизонтальная недеформированная слоистость. Для представления трехмерного пространства на плоскости используются три проекции этого пространства на плоскости AX / EN; AX / SH и EN / SH (рис. 30). На этих проекциях замеры геометрии доменов разных зон показаны каждый своим значком, поэтому легко можно увидеть качественные отличия и сходство геометрии этих трех

тектонических зон. В целом можно сказать, что наиболее развитая складчатость во всех трех тектонических зонах имеет схожую морфологию (сравните их положение рядом с «фронтом» развития процесса, знак 4, рис. 30). Отличие заключается в том, что в целом наименее развитая структура Шахдагской зоны характеризуется наличием доменов, ближе всего расположенных к стартовой точке, а наименее развитые домены Чиаурской зоны отстоят от стартовой точки дальше всего (проекция AX / SH и EN / SH, рис. 30). Наблюдается также преобладание южной вергентности в Чиаурской зоне и северной – в Шахдагской, а центральная Тфанская зона имеет дивергентную структуру (проекция AX / EN, рис. 30). Таким образом, замеры кинематических (деформационных) параметров доменов, охватывающих всю структуру, позволяют находить статистически корректную характеристику

складчатости, причем легко выделяются на детальном уровне как черты сходства для разных природных структур, так и их отличия.

Рассмотрим, как могут быть изучены аналоговые и вычислительные эксперименты, моделирующие некоторые механизмы среднего масштабного уровня. Удобнее всего это показать на аналоговых опытах Дж. Диксона и Р. Тиррела. [Dixon, Turrill, 1991]. Эксперимент осуществлялся в центрифуге, слоистая модель была зажата между стенкой и подвижным штампом. За штамп наливалась порция тяжелой жидкости, которая при

центрифугировании обеспечивала горизонтальное перемещение штампа (рис. 31). Такое перемещение моделировало горизонтальное боковое давление. После каждой итерации производилось фотографирование. Таким образом, модель представлена четырьмя стадиями, по которым можно проследить изменения геометрических свойств структуры. Для измерений были выбраны два структурных профиля (в верхней части и в нижней части модели), каждый профиль был разделен на 26 доменов. На диаграммах (рис. 32) верхний профиль показывает механизм *сокращения* и имеет постоянное увели-

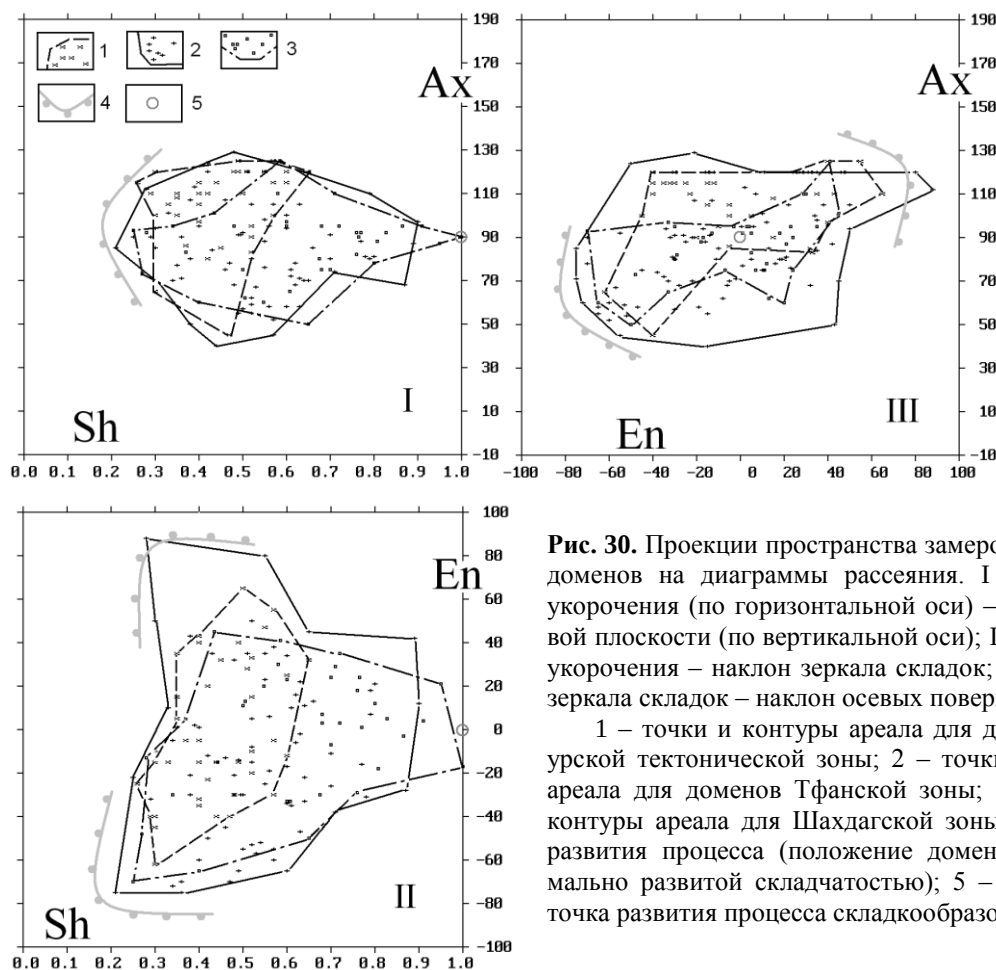


Рис. 30. Проекция пространства замеров геометрии доменов на диаграммы рассеяния. I – величина укорочения (по горизонтальной оси) – наклон осевой плоскости (по вертикальной оси); II – величина укорочения – наклон зеркала складок; III – наклон зеркала складок – наклон осевых поверхностей

1 – точки и контуры ареала для доменов Чиаурской тектонической зоны; 2 – точки и контуры ареала для доменов Тфанской зоны; 3 – точки и контуры ареала для Шахдагской зоны; 4 – фронт развития процесса (положение доменов с максимально развитой складчатостью); 5 – «стартовая» точка развития процесса складкообразования

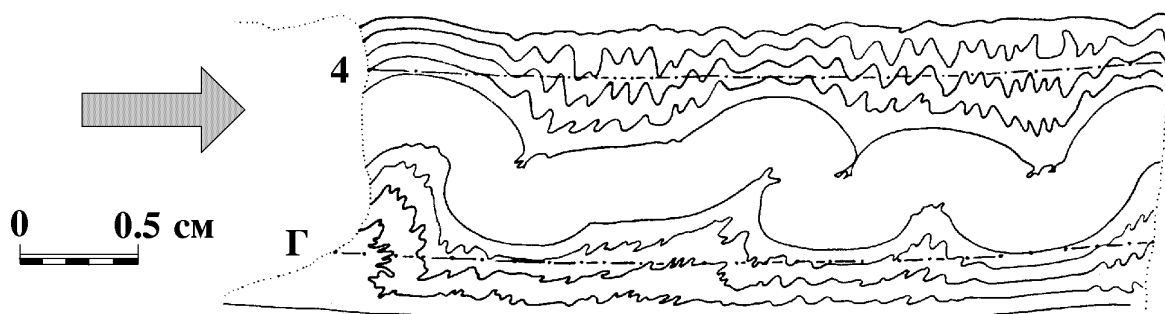


Рис. 31. Пример использованных материалов аналогового моделирования линейной складчатости [Яковлев, 1997]. Зарисовка по фотографии из [Dixon, Turrill, 1991]. Модель (F-14-VI), стадия 4 (Г). Показано положение перемещавшегося штампа (стрелка), положения двух замеренных профилей: верхнего (4), состоявшего из 25 доменов, и нижнего (Г), состоявшего из 26 доменов

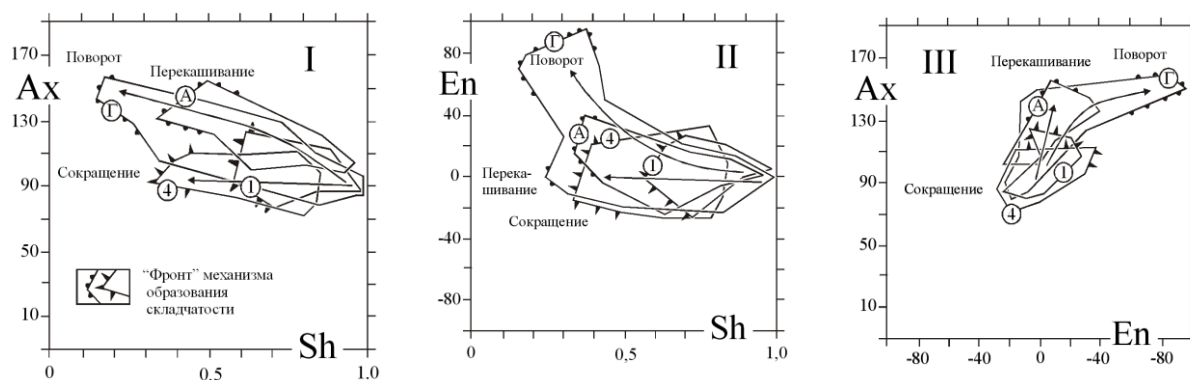


Рис. 32. Диаграммы рассеяния, на которых показано развитие механизмов *сокращения, перекашивания и поворота* на основе изучения моделей Диксона. По материалам [Яковлев, 1997]

чение размера укорочения складок в доменах при субгоризонтальном зеркале и субвертикальных осевых поверхностях. Нижний профиль показывает общее *горизонтальное перекашивание* и появление вергентности, а рядом со штампом появляются домены, образованные в результате локального вращения (*поворота*, продольного изгиба).

Эта технология была использована для исследования нескольких серий аналоговых экспериментов [Гончаров, 1988; Гутерман, 1987; Ларин, 1980], в результате чего были охарактеризованы [Яковлев, 1997; Яковлев, 2001] следующие механизмы: *горизонтальное перекашивание, горизонтальное боковое давление (сплющивание), принадвиговый («наклонный вязкий скол»), гравитационного оползания (частично), сокращения основания осадочного слоя и адвекция.*

Как пример исследования вычислительной модели покажем результаты анализа модели чистой адвекции и модели «адвекция плюс общее однородное укорочение». Для вычислений были использованы уравнения адвективной модели М.А. Гончарова [1979]. На диагностических диа-

граммах (рис. 33) хорошо видно, что ареал чисто адвективной модели занимает основную диагональ на диаграмме AX/EN (при которой угол AX-EN примерно составляет 90°). Длинная ось ареала модели «адвекция плюс укорочение», имеющей специально подобранные параметры амплитуды адвекции и величины общего укорочения, на этой же диаграмме имеет среднюю позицию между главной диагональю и горизонтальной осью (субвертикальным наклоном осевых поверхностей). Параметры нескольких теоретических пересечений для модели «адвекция плюс укорочение» были подобраны таким образом, чтобы они были наиболее близки к контурам ареалов природных структур (рис. 34). На этих же диаграммах нанесены контуры ареалов локального *принадвигового* механизма, которые примерно перекрывают те пространства природных ареалов, которые оставались незакрытыми среднемасштабной моделью «адвекция плюс укорочение». Таким образом, в самом первом приближении комбинация этих двух механизмов, среднемасштабного и локального, может объяснить геометрию природных структур.

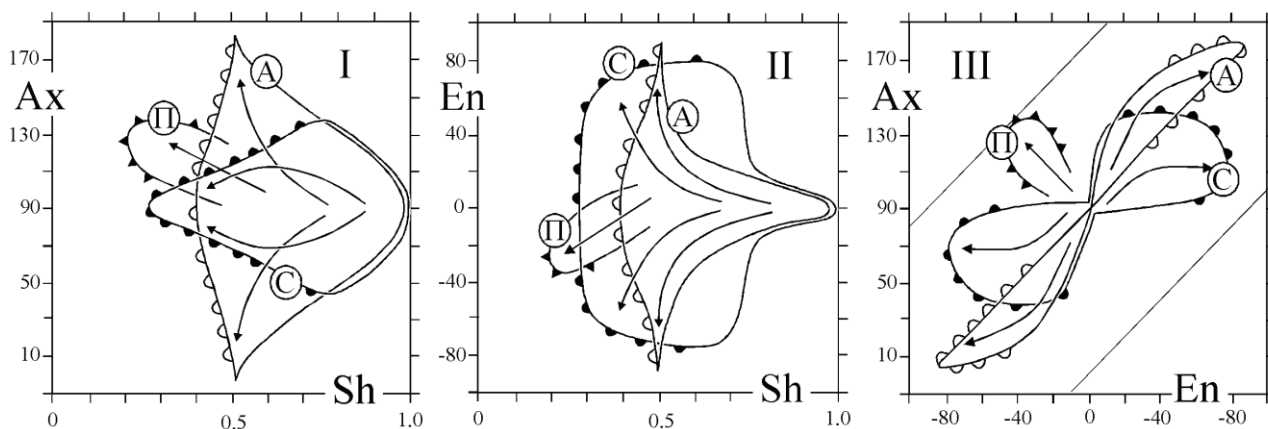


Рис. 33. Диаграммы рассеяния, на которых показано развитие механизмов *принадвиговой (П), адвективной (А) и синтетической (адвекция с наложенным сокращением) складчатости (С)*. По материалам [Яковлев, 1997]

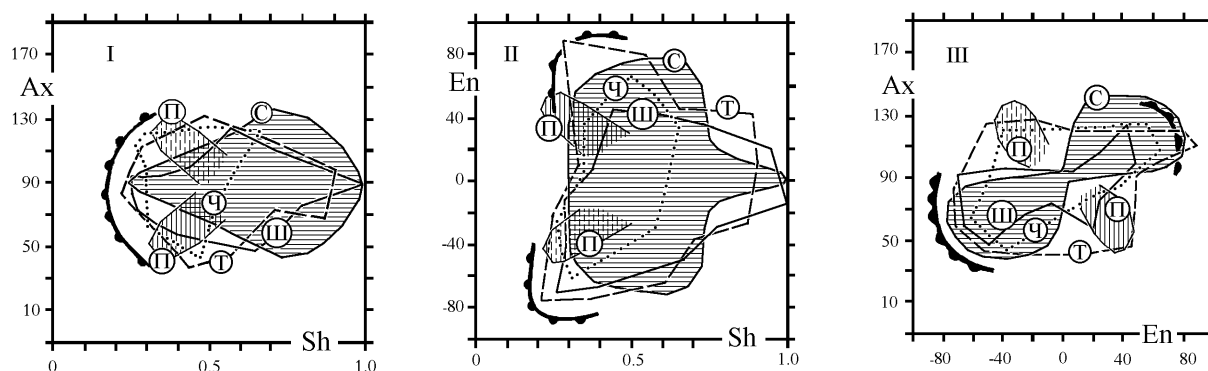


Рис. 34. Диаграммы рассеяния, на которых сравниваются природные структуры (Большой Кавказ) с моделями *синтетической* (С), показанной горизонтальной штриховкой, и *принадвиговой* (П) складчатости, показанной вертикальными штриховками двух типов. Три контура соответствуют трем тектоническим зонам: (Ш) – Шахдагская зона, непрерывная линия контура, (Т) – Тфанская зона, линия из штрихов, (Ч) – Чиаурская зона, линия из точек. По материалам [Яковлев, 1997]

Однако в рамках простого исследования данной кинематической модели нет возможности выявить точно природу возникающих крупных изгибов слоистости чехла (продольный изгиб или гравитационное всплывание). Упомянутая выше квазиизгибная модель может быть использована для выявления этих аспектов движений. Заметим, что изложенный в данном абзаце материал не является окончательным, и дается только с целью показать возможность развития кинематических методов анализа механизмов складкообразования среднего масштаба. По модели М.А. Гончарова [1979] были рассчитаны длины среднего слоя в конвективной ячейке (рис. 35, 36) в зависимости от амплитуды разви-

тия процесса (время адвекции) и величины укорочения всей ячейки [Яковлев, 2003], а также средние величины наклона осевых плоскостей складок и зеркал складок (рис. 37, А, Б). На трех диаграммах (рис. 36, 37) показана связь амплитуды развития механизма конвекции и величины внешнего укорочения с длиной среднего слоя, средним наклоном осевой поверхности. На первой диаграмме (рис. 36) изолиния длины среднего слоя 1.0 разделяет: слева - область длины этого слоя меньшей 1.0 (гравитационное всплывание и продольный изгиб не различаются) и, справа, длины большей 1.0, при которой изгиб вызывает удлинение среднего слоя и требует участия механизма либо *гравитационного всплы-*

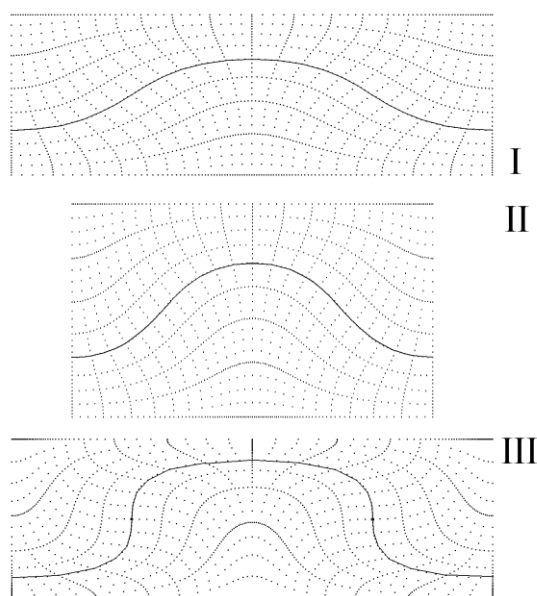


Рис. 35. Модель «адвекция плюс сокращение». I – амплитуда адвекции 0.24; II – то же после укорочения 0.75; III – амплитуда адвекции 0.49

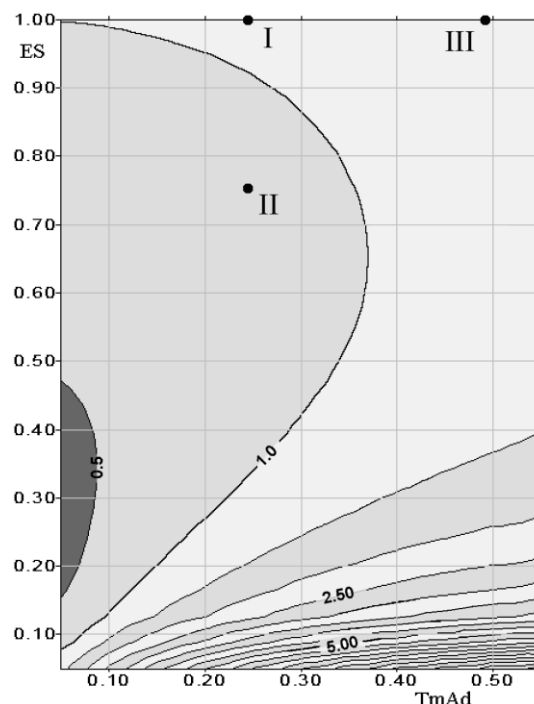


Рис. 36. Распределение изменений длины среднего слоя в зависимости от укорочения ячейки (ES) и амплитуды адвекции (TmAd). Показано положение моделей (рис. 35)

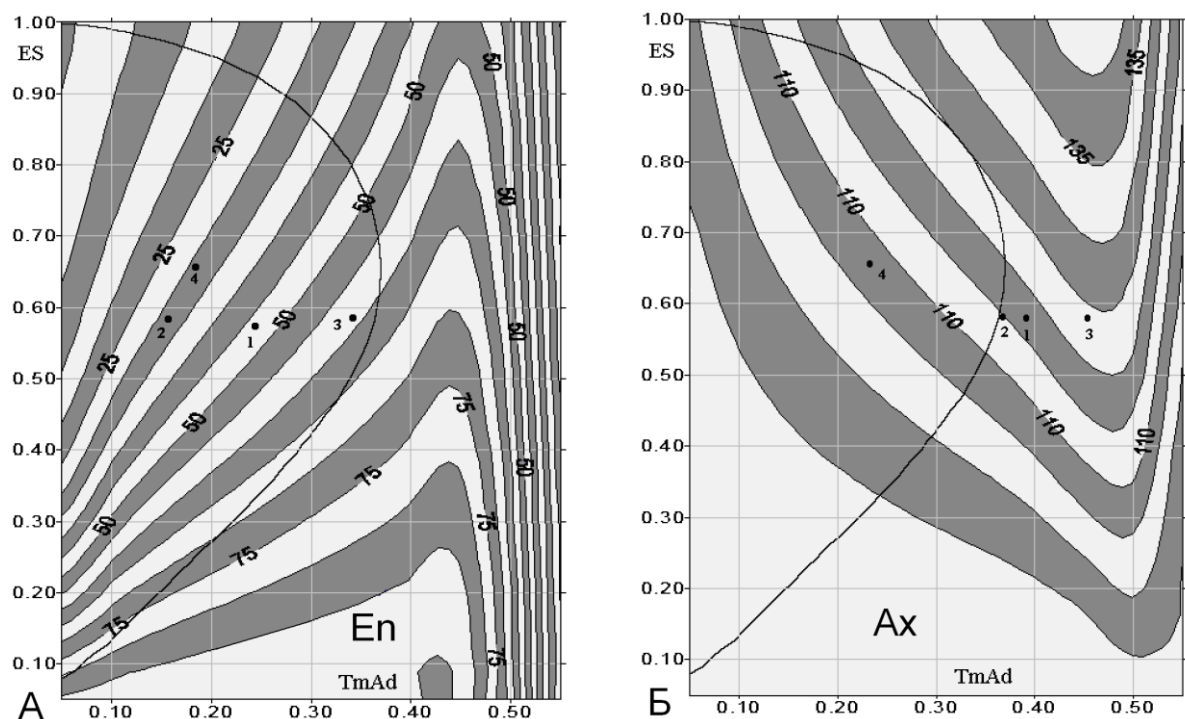


Рис. 37. Распределение параметров «наклон зеркала складок» (А) и «наклон осевых поверхностей» (Б) в зависимости от сокращения ячейки и амплитуды адвекции. Показаны: линия квазиизгиба и положение четырех природных структур (рис. 38)

вания либо *поперечного изгиба*. На этой же диаграмме показаны позиции ячейки с амплитудой адвекции 0.24 (время адвекции 1.0 – полный 180 градусов поворот слоистости в центре ячейки) без сокращения и с сокращением 25% (1.0 и 0.75 вертикальной оси, точки «I» и «II»), а также с амплитудой адвекции 0.49 («III»). Для точки «I» адвекция или поперечный изгиб фиксируются уверенно, для точки «II» возможны варианты 1) продольного изгиба и 2) всплывания с последующим укорочением, в последнем случае (точка «III») также уверенно фиксируется всплывание и даже при сокращении ячейки 33% длина среднего слоя только несколько уменьшится, но все равно остается больше 1.0, т.е. какой-то вариант поперечного изгиба обязательно должен будет присутствовать.

Для четырех природных структурных ячеек, взятых в качестве примера (рис. 38), были измерены средние наклоны зеркала складчатости и наклона осевых поверхностей. Соответствующие точки, нанесенные на диаграммы «А» и «Б» (рис. 37) по изолиниям этих параметров и величины укорочения ячеек показали неоднозначную ситуацию: для параметра «наклон зеркала складок» нет определенности – изгиб в масштабе всего чехла могут давать и продольный изгиб, и всплывание, а для параметра «наклон осевых поверхностей» структуры 2, 1 и 3 с высокой вероятностью могут быть результатом попереч-

ного изгиба, поскольку они превышают «квази-изгибный» (находятся справа от граничной линии). Поскольку для всех точек значения «амплитуды адвекции» не совпадают, то следует признать, что по сравнению с идеальной моделью на ячейки «воздействовали» дополнительные движения, увеличивающие наклон осевых поверхностей и уменьшающие наклон зеркала складок. Если в перспективе привлекать к изучению в природной структуре ячейки дополнительно такие параметры, как, например, распределение величины укорочения, «глубину» профиля, «стратиграфическую» глубину доменов и др., то это может подсказать наличие элементов простого сдвигания в горизонтальном и вертикальном направлении для контуров ячейки, тем самым указывая на возможный наклон нижней (раздел чехол/фундамент) и боковых границ структуры.

Таким образом, изучение совокупностей геометрических (кинематических и деформационных) параметров доменов как в природных объектах, так и в экспериментальных позволяет выявлять деформационные тренды, характерные для разных среднemasштабных механизмов, действующих в масштабах всего осадочного чехла. В порядке обсуждения здесь можно сказать дополнительно о нескольких моментах. Во-первых, разумеется, показанная выше возможность

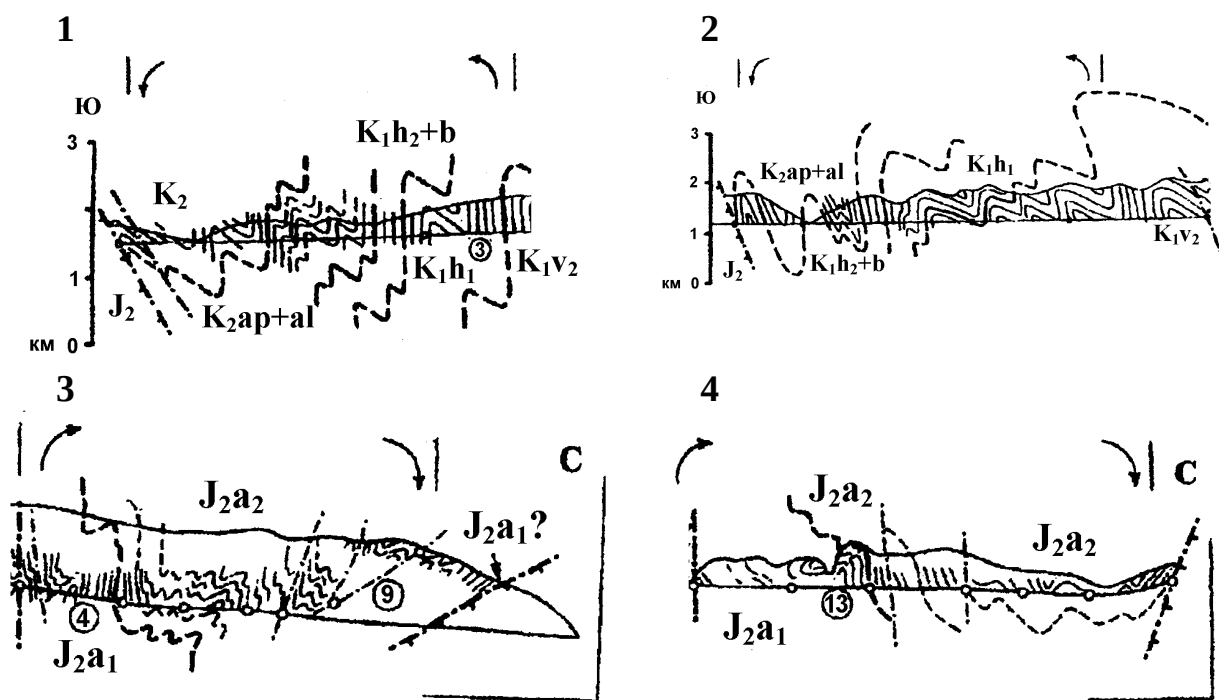


Рис. 38. Структуры иерархического уровня IV (структурные ячейки). 1 – профиль по р. Кешельта, 2 – профиль по р. Б.Лиахва (оба профиля – Чиаурская зона Большого Кавказа, собственные материалы, по [Яковлев, 1997]), 3 – профиль по р. Рагданчай, 4 – профиль по р. Кудиалчай (оба профиля – Тфанская зона Большого Кавказа, с использованием материалов Е.А.Рогожина [Рогожин, Яковлев, 1983])

полуколичественного исследования деформационных состояний объектов предъявляет более серьезные требования к точности аналоговых экспериментов. В связи с этим в будущем можно будет вернуться к моделированию этих структур, используя по

возможности более совершенную и точную технику в комбинации с детальной обработкой результатов. Во-вторых, существуют некоторые возможности для более детальных исследований самих природных объектов в рамках структурных ячеек.

V. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР В МАСШТАБЕ ЛИТОСФЕРЫ (УРОВЕНЬ 6 – МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

В предыдущем абзаце были рассмотрены методы исследования механизмов, действующих внутри слоистого чехла, которые возникают в результате внешних воздействий и внутренних сил. Однако существует ряд механизмов, именно внешних по отношению к чехлу, наличие которых можно установить, если проследить характер деформирования границы чехол/фундамент. Например, механизм А-субдукции, действие которого как основного для Большого Кавказа предполагается целым рядом авторов ([Гамкредидзе, Гамкредидзе, 1977; Гушин и др., 1996; Дотдугев, 1986; Robinson et. al., 1996] и другие). Заметим, что прослеживание геометрии границы чехол/фундамент тесно связано также с проблемой дорисовки структуры вверх и вниз на несколько километров от линии разреза, проходящего вдоль склонов долин рек. Проблема состоит в том, что параллельные складки априори вниз по разрезу быстро вырождаются в

надвиги и поверхность детачмента, а подобные складки в принципе могут распространяться бесконечно вниз и вверх. Понятно, что, как правило, существуют некоторые промежуточные варианты, но нет надежных методов их подбора. В конечном счете именно на такие задачи в середине прошлого века и были нацелены первые работы по выявлению механизмов формирования складчатых структур и определению величины деформаций.

Показанный в части III «Механизмы формирования складчатых структур на уровне пачек слоистости» настоящей статьи метод восстановления доскладчатого состояния профиля может быть использован для определения глубины залегания границы чехол/фундамент. Для этого в профиле выделяются структурные ячейки, и для них по материалам восстановления профиля определяется величина сокращения. Для каждого домена по литературным данным и путем изме-

рения на профиле находятся мощности каждого стратиграфического горизонта. В соответствии с этими данными вычисляется исходная мощность всего осадочного чехла для доменов и средняя мощность чехла для ячейки. С учетом найденной выше величины сокращения определяется новая мощность чехла, возникающая после складкообразования. Одновременно определяется вертикальное постскладчатое положение тех осадков, которые выходят на дневную поверхность на линии современного профиля (их глубина от «0» или от кровли всего чехла). Эта глубина с поправкой на высоту рельефа является той амплитудой поднятия фундамента (или глубиной размытых осадков в пределах ячейки), на которую корректируется глубина постскладчатого фундамента. Подробно этой методике посвящена статья в настоящем сборнике [Яковлев, 2008 б]. Важный для проблемы, обсуждаемой в данной части статьи результат заключается в том, что глубина современного залегания кровли фундамента для Северо-Западного Кавказа, полученная в 42-х структурных ячейках, имеет такой характер своего рельефа, который практически исключает возможность пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ (рис. 39).

Было также проведено сравнение полученных результатов для района Туапсе с геофизическими материалами и с «концептуаль-

ным пересечением» [Robinson et. al., 1996]. Оно показало, что геофизическая и структурно-тектоническая модели похожи и имеют в целом глубины залегания фундамента с севера на юг от 7 до 30 км. Поскольку «концептуальный» профиль, соответствующий модели пододвигания, имеет фундамент на глубинах 5-10 км, то это вызывает большие сомнения в его достоверности.

Полученная нами трехмерная модель имеет частную особенность: существенный наклон фундамента в южной части всей структуры по простиранию от Новороссийска к Туапсе. Непосредственно западнее Туапсе, кроме складок с субширотным простиранием шарниров, широко распространены наложенные складки с поперечным к общекавказскому простиранием шарниров [Маринин, Расцветаев, 2008] неясного происхождения. Поскольку был выявлен заметный наклон фундамента вдоль структуры, можно сделать предположение о возникновении этих наложенных складок в результате *гравитационного оползания* всего чехла с запада на восток.

Еще более яркий пример использования результатов реконструкции современной структуры поверхности чехол/фундамент для проверки общепринятых концепций – это анализ структуры и перемещений блоков коры в районе перехода хинтерланд/форланд (Большой Кав-

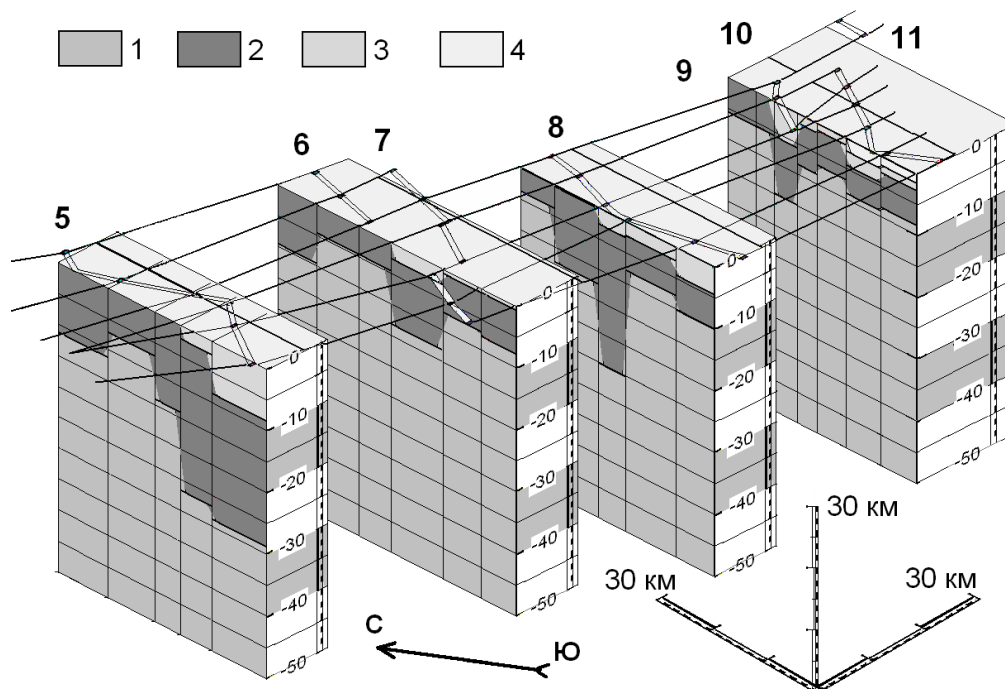


Рис. 39. Часть трехмерной модели осадочного чехла Северо-Западного Кавказа, третья стадия, современная структура. Показано пространство от Туапсе (профиль 5, юг) до Адлера (профиль 10, юг), разный тон заливки соответствует фундаменту, юрским отложениям, меловым и палеогеновым. Используются значения глубин для реперных уровней в структурных ячейках. По материалам [Yakovlev, 2008 б]
Для разрезов: 1 – фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения, 4 – палеогеновые отложения

каз/Закавказский массив) в районе г. Цхинвали [Yakovlev, 2006; Яковлев, 2006 б]. Здесь по Рача-Лечхумскому глубинному разлому в устье р. Кешельта контактируют верхнемеловые флишевые карбонатные толщи северного блока разлома с палеогеновыми и среднеюрскими породами южного блока.

Общая мощность мезо-кайнозойских осадков в южном блоке, Закавказском массиве, составляет около 5-7 км, причем верхнеюрские, меловые и палеогеновые параплатформенные осадки имеют небольшую мощность и относительно слабые деформации. Общая мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла Чиаурской зоны в северном блоке составляет около 10-15 км.

Это означает, что для накопления осадков во флишевом бассейне Большого Кавказа кровля фундамента должна была опуститься относительно той же поверхности в Закавказском массиве на 5-7 км, т.е. Рача-Лечхумский разлом, поверхность которого круто падает на север, имел сбросовую составляющую. Общее укорочение флишевого бассейна в результате предолигоценной складчатости составило около 50%, что должно было привести к возрастанию высоты колонны осадков до 20-25 км. Для четырех структурных ячеек вдоль структурного разреза по р. Кешельта – р. Гинат были определены величины укорочения, что позволило построить наиболее общий рельеф раздела чехол/фундамент (рис. 40) с учетом предположений об определенных мощностях отложений средней и нижней юры, не выходящих

на поверхность в Чиаурской зоне. Как видно из рисунка, существующая на дневной поверхности структура может существовать только при сбросовой компоненте разлома с амплитудой 12-15 км по поверхности чехол/фундамент. Такая схема не отрицает возможности существования надвигов со стороны складчатого сооружения, перекрывающих структуры срединного массива (рис. 41). Если в пределах рассматриваемых структур были накоплены соответственно небольшие и большие мощности осадочного чехла, то, очевидно, это могло произойти только при существенном опускании блоков складчатого сооружения. Соответственно, на границе двух структур в идеале должен существовать сброс. После возникновения складчатости при общем укорочении структуры примерно вдвое в крест простирания мощность осадочного чехла должна вырасти также вдвое. Если амплитуда воздымания складчатого сооружения мала (как в обсуждаемом случае: верхний мел в устье р. Кешельта относится к верхам разреза), то надвигов почти нет, а вниз по разрезу амплитуда сброса будет быстро нарастать. Это хорошо видно по разнице в положении маркеров (от а/а до д/д) на рис. 41, II А. В случае если срединный массив испытает погружение, а складчатое сооружение – поднятие, то нейтральная позиция маркеров окажется на некоторой глубине (б/б на рис. 41, II Б). В этом случае в верхней части возникнут надвиги, а на уровне границы чехол/фундамент все равно будет существовать сброс со значительной ам-

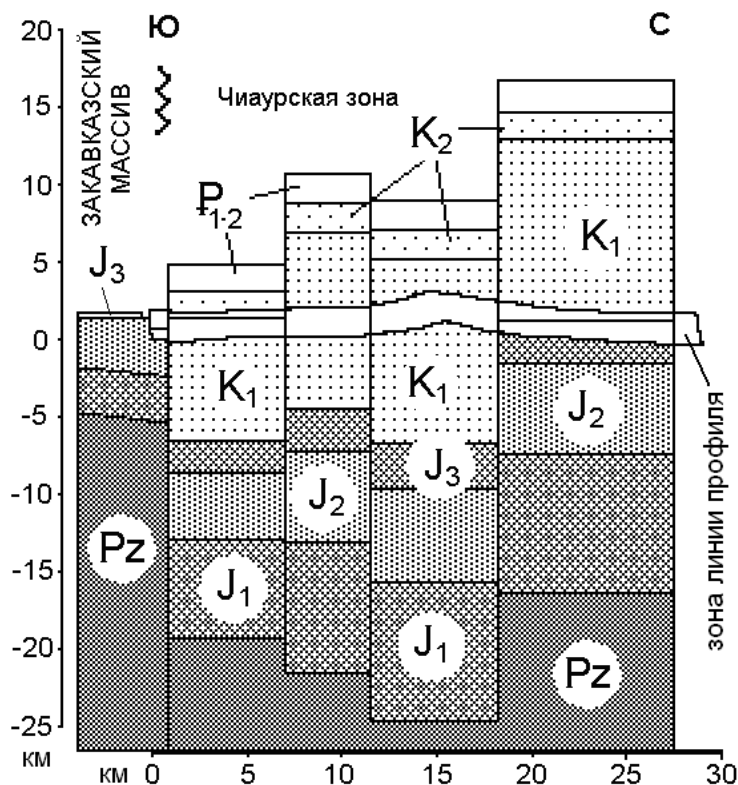


Рис. 40. Структура основных стратиграфических границ Чиаурской зоны для четырех структурных ячеек (профиль р. Кешельта – р. Гинат) и смежной структуры Закавказского массива (по: [Яковлев, 2006 б]). Хорошо видна амплитуда сброса по Рача-Лечхумскому разлому

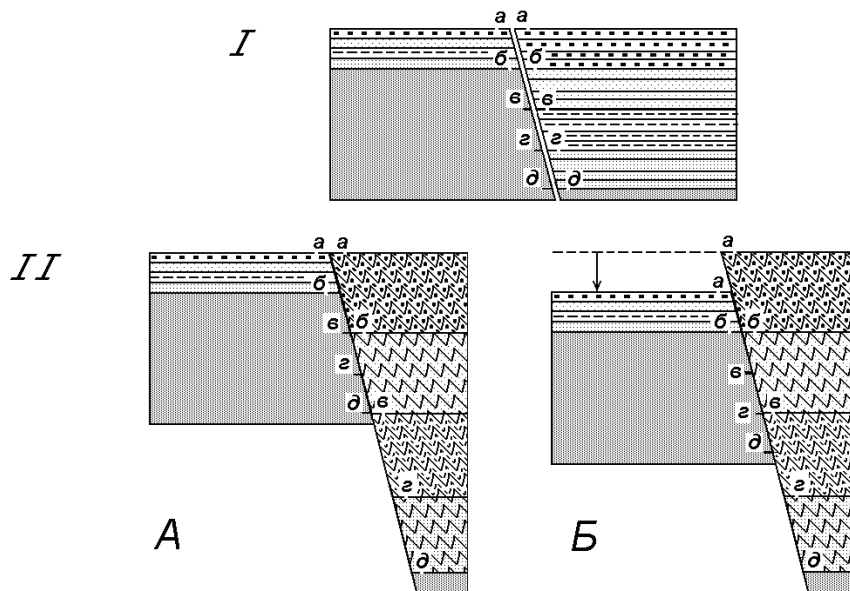


Рис. 41. Принципиальная схема соотношения структуры предгорного прогиба (слева, стабильный блок) и внутренней части складчатой системы (справа, складчатый блок)

I – доскладчатая структура обеспечивается разной амплитудой опускания и мощностью осадков (показаны разным крапом четыре условных толщи и фундамент). Структура возникает при условии сброса по граничному разлому. Показаны реперные уровни от **а-а** до **д-д**, которые используются для определения смещений на стадии образования складчатости. **II** – структура после возникновения складчатости: амплитуда сброса нарастает с глубиной. **II А** – в условиях высокого положения стабильного блока, реперный уровень **а-а** не имеет смещения, амплитуда сброса нарастает с глубиной (репер **д-д**). **II Б** – в условиях погружения положения стабильного блока, реперный уровень **б-б** не имеет смещения, в верхней части структуры имеет место надвиг (репер **а-а**), обычно ошибочно принимаемый за структуру регионального масштаба, а ниже уровня **б-б** амплитуда сброса с глубиной нарастает (репер **д-д**)

плитудой. Стандартная ошибка исследователей, применяющих схему покровного строения форм-ланды для объяснения структуры хинтерланда (рис. 42) заключается в том, что локальные по сути надвиги считаются региональными структурами. Сравним две схемы строения обсуждаемого района. Первая построена с использованием всех структурных данных для

определения величин деформаций и объемы осадочных пород в ней сбалансированы (рис. 40). Вторая использует чисто теоретическую схему пододвигания срединного массива, и в ней отсутствуют элементы балансирования разреза и не используются детальные структурные данные для определения величины деформаций (рис. 42). Совершенно очевидно, что результаты построе-

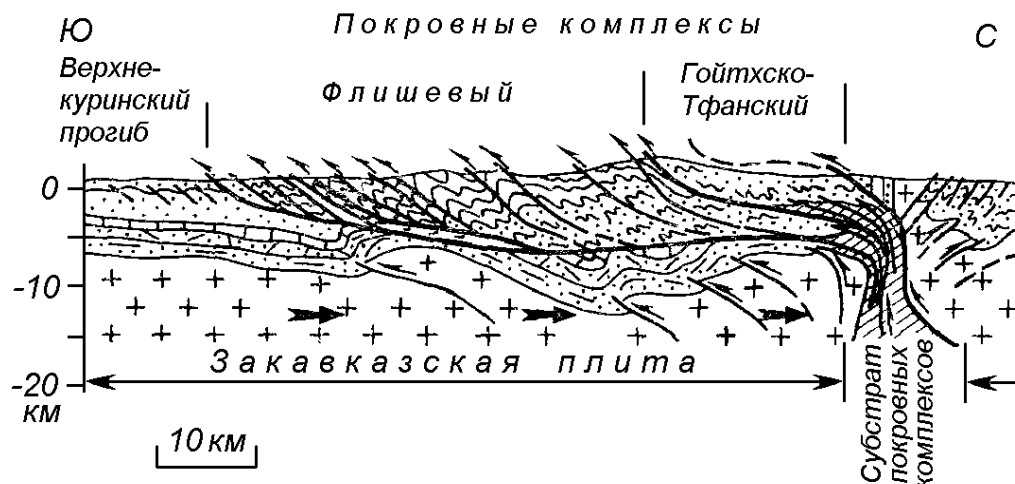


Рис. 42. «Концептуальный» профиль (по: [Дотдугев, 1986], с изменениями), показывающий пододвигание Закавказской плиты под Большой Кавказ как основную причину возникновения его структуры. Основная пологая поверхность надвигания показана на глубине 5-7 км. Профиль нарисован без соблюдения постоянства объема осадочного чехла (структура не сбалансирована по объемам осадков)

ния сбалансированной структуры отрицают в принципе возможность использования схемы пододвигания («thick-skinned tectonics»), поскольку граничный разлом имеет характер крупноамплитудного сброса по уровню поверхности кровли фундамента. Полученный результат имеет существенное значение для геодинамических построений.

Заметим, что, опираясь на геологические и геофизические данные, к выводам относительно субвертикальности основных разломов и о невозможности использования схем образования альпийской складчатости Большого Кавказа с движениями по крупным надвигам приходит ряд других исследователей [Расцветаев и др., 2004; Сомин, 2006]. Обзорные работы последних лет либо сообщают о возможности субвертикального положения основных разломов наряду с используемой в них традиционной мобилистской трактовкой структуры Большого Кавказа [Saintot et. al., 2006], либо принимают невозможность использования субдукционных схем [Большой..., 2007].

Представленные выше методы исследования не носят характера принципиального отрицания возможностей существования пологих надвигов внутри структур линейной складчатости. В.Н. Войтенко [Voitenko et. al., 2008] провел реконструкцию доскладчатой структуры Таласского Алатау, используя представленный выше метод балансирования по геометрии доменов. Слабо метаморфизованные рифейские и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы в целом флишеидного облика смяты в крупные и мелкие складки, местами нарушенные существенными по амплитуде надвигами. Современная видимая ширина структур составляет около 25-30 км, а реконструированная доскладчатая ширина структуры в трех реконструированных профилях – 90-95 км, с учетом сбросов, надвигов и складок. Структура имеет заметный наклон шарниров с запада на восток. В западной, наиболее глубокой изученной части структуры надвиги и сбросы не играют заметной роли, а в центральной и восточной фиксируются значительные, до 8 км амплитуды по Центрально-Таласскому надвигу. Из полученных материалов был сделан вывод о том, что в более поверхностной части структуры укорочение реализовывалось частично по надвигам (хрупкая деформация), в то время как в глубокой части – главным образом складками (пластическая деформация). В связи с этим можно говорить о том, что надвиги в структурах хинтерланда могут затухать на глубине и, опять-таки, использование тектонотипа структур форланда [Abada et. al., 2003] для интерпретации структур линейной складчатости может быть ошибочным.

Возвращаясь к описанию структуры перехода форланд/хинтерланд необходимо отметить один существенный парадокс. Совершенно обычны представления, что сскадчатое укорочение структуры связано с усилиями сжатия, приложенными к границам структуры. Сжатие должно вызывать возникновение надвигов. Однако в приведенной схеме парадоксальным образом развивается существенный сброс, что обычно указывает на растяжение структуры. Парадокс может быть объяснен, если поменять местами активные и пассивные объекты [Яковлев, 2006 а]. Если рассмотреть перемещения объемов коры в процессе укорочения, то будет видно, что нижние части коры (бывшая граница Мохо) могут оказаться на глубине около 100 км и могут приобрести свойства мантийных пород, т.е. уменьшат свой объем и увеличат плотность. Может оказаться вполне возможной схема, при которой наоборот, увеличение плотности пород низов коры будет являться причиной изостатического погружения блоков и их укорочения с возникновением складчатости. В этом случае не активное сближение стабильных блоков вызывает реактивное (вынужденное) погружение и складчатость, а активное погружение и складчатость пластичных блоков вызывает реактивное (вынужденное) сближение соседних стабильных блоков. На рис. 43 приведена соответствующая подробная схема, в которой соблюдены одинаковый вертикальный и горизонтальный масштабы и учитывается сохранение объемов накопленных осадков для структур Большого Кавказа. Известный геологический факт отсутствия горообразования в момент складчатости не объясняется схемой активного сжатия и естественен для предлагаемой гипотезы.

К вышесказанному надо добавить два замечания. Приведенная схема развития Большого Кавказа призвана дать хотя бы какое-то объяснение возникновению складчатости в условиях, когда обычный механизм сокращения пространства с помощью пододвигания (А-субдукции) не может быть принят. Поэтому предлагаемую схему следует считать сугубо гипотетической и ее детальная разработка в дальнейшем потребует еще значительных усилий. Второе замечание касается того, что в полном соответствии с иерархической системой объектов линейной складчатости при переходе на уровень крупной складчатой системы (6-й уровень, охватывающий по вертикали всю литосферу) требуется привлекать новые, петрофизические механизмы преобразования пород в низах коры и в верхней мантии. Поэтому можно считать, что на этом уровне исследования выходят за пределы чистой структурной геологии и тектонофизики и требуют привлечения знаний и методов смежных наук, как минимум – геохимии и петрологии.

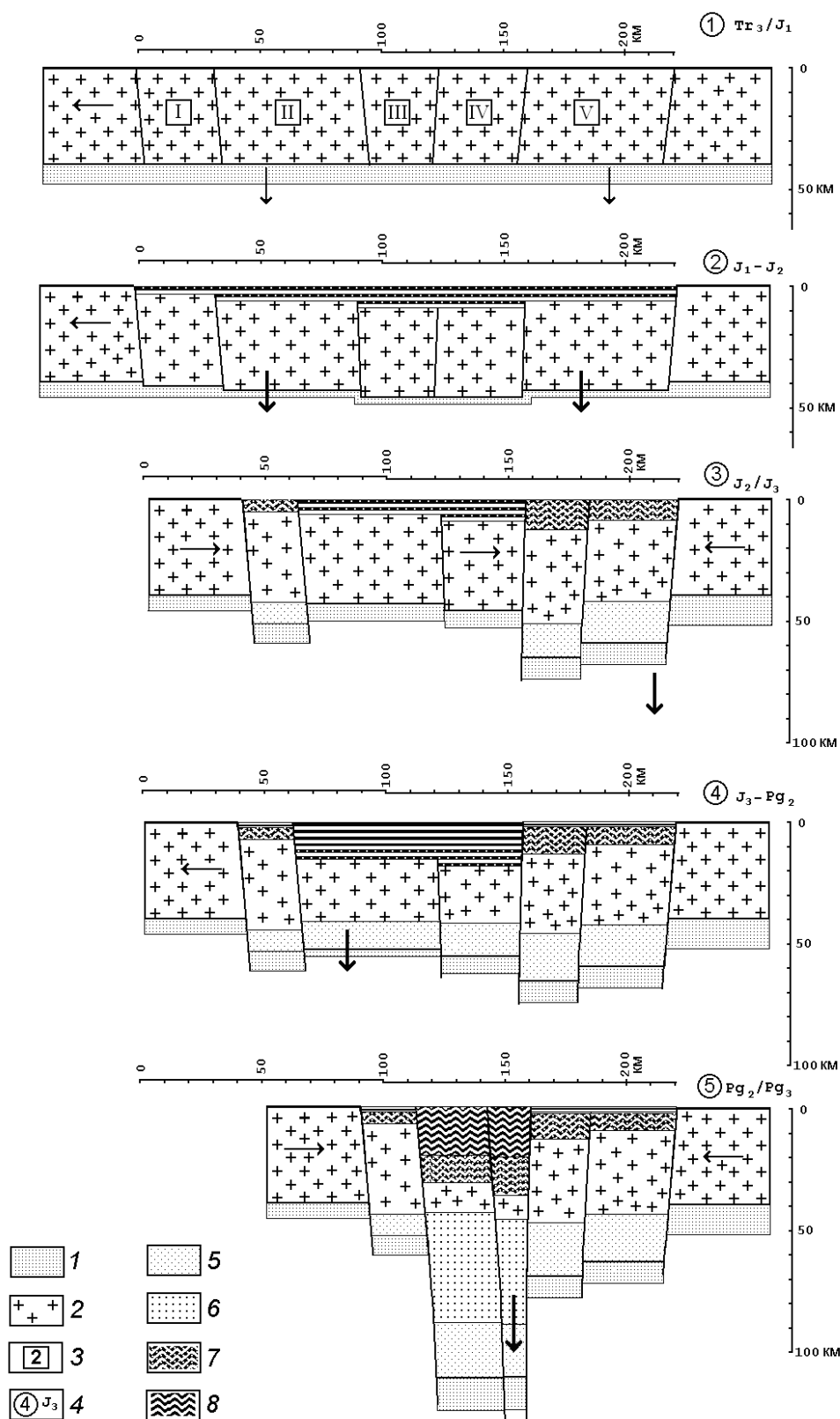


Рис. 43. Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа с соблюдением объемов пород и величин деформаций. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Пояснения в тексте

1 – исходная мантия; 2 – земная кора без осадочного слоя; 3 – тектонические зоны (римские цифры в квадратах: I – Гагро-Джавская, II – Чиаурская, III – Тфанская, IV – Шахдагская, V – Известняковый Дагестан); 4 – стадии развития; 5 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период первого эпизода складчатости J_2/J_3 ; 6 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период основной складчатости Pg_2/Pg_3 ; 7 – отложения J_1 и J_2 ; 8 – отложения J_3 , K, Pg_1 , Pg_2

VI. ОБСУЖДЕНИЕ: СООТНОШЕНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ И МЕХАНИЗМОВ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Как уже было сказано выше, представления о механизмах формирования складок и складчатости возникали в условиях определенного этапа развития структурной геологии и тектоники. Первоначально очень важная коммуникативная функция (передача информации от специалиста к специалисту) осуществлялась с помощью классификаций складок. Одновременно использование классификаций было очень полезно для целей картирования. Однако необходимость дорисовки структуры на глубину (так же как дорисовка ее вверх) потребовала объяснений механизма формирования структур. Разумеется, первые шаги в этом направлении делались в основном интуитивно, без привлечения моделирования и физического подхода. Механизмы формирования структур, выделенные при этом подходе, правильно называть «умозрительными». Для описаний таких механизмов характерно отсутствие численного анализа изменения геометрии слоистых объектов. Одновременно возникла необходимость в появлении классификаций, связанных с механизмами: использовалась идея, что раз и навсегда установленные связи между механизмами и морфологией складчатых структур должны быть зафиксированы (складки типа 1В Дж. Рамсея образуются путем продольного изгиба, например), и тогда отнесение структуры к определенному типу сразу решает проблему. Заметим, что в рамках такого подхода механизм, объясняющий возникновение структуры, может быть только один.

Появление тектонофизики, использующей метод моделирования и подходы механики, помогло найти решения проблем формирования простых структур и получить первые численные описания их деформаций и полей напряжений (палеонапряжений). На этом этапе для описания относительно сложных структур исследователи продолжали использовать старые и предлагать новые механизмы умозрительного характера, не предполагающие численного описания изменений геометрии изучаемых объектов (на уровне кинематики), тем более – в рамках описания динамической задачи (не используются реология, распределение сил, время деформаций). Широко известные споры фиксистов (механизм адвекции при неизменности ширины складчатой структуры) и мобилистов (сближение соседних со складчатой системой континентальных блоков) велись именно на этом уровне развития методологии. Поскольку в описании механиз-

мов не присутствовали связи между измеряемыми параметрами структуры, то задача сравнения разных механизмов с целью понять их совпадающие и отличительные черты не ставилась. Как правило, для одной структуры предлагается один механизм на основе набора фактов и их интерпретаций на качественном уровне и, в лучшем случае, обсуждается, почему нельзя привлекать другие, конкурирующие механизмы. Определенное продвижение в направлении сравнения механизмов друг с другом и с природными структурами представляет собой исследование структурных парагенезов, но, опять-таки, при этом используются описания самих механизмов на сугубо качественном уровне.

Основное число исследований, представленных в существующих учебниках по структурной геологии и даже в современных публикациях, не выходит за рамки этого уровня знаний. В подтверждение этого можно привести многочисленные факты использования тектоно-типа складчато-надвиговых структур предгорных прогибов для интерпретации строения линейной складчатости внутренних частей подвижных поясов, а также представления о том, что знаний о формировании складок в одном слое вполне достаточно для описания складчатых структур любой сложности.

В связи с вышесказанным было бы неправильным подходить к оценке представленной в настоящей статье совокупности методов исследований механизмов с точки зрения их соответствия существующим на настоящий момент основным точкам зрения. В многогранном деформационном анализе структур линейной складчатости никак не используются морфологические классификации, все основано на использовании кинематических моделей формирования структур. Эти кинематические модели существенно отличаются друг от друга для разных уровней организации слоистости, и в каждой из них может использоваться несколько «механизмов», частично совпадающих с уже известными «умозрительными». Поэтому на предложенном новом методическом уровне оценка корректности кинематических моделей (а не отдельных «механизмов», соответствующих предыдущему этапу развития структурной геологии!) должна производиться по нескольким критериям. Первый – является ли набор признаков геометрии структуры, развитие которой исследуется, «необходимым и

достаточным» для целей полного количественного описания ее деформации? Второй – является ли набор частных механизмов в кинематической модели (в основном – для небольших структур) необходимым и достаточным в случае, если эта модель используется как своего рода «система координат», в которую надо «вписать» исследуемые природные или экспериментальные структуры? Третий – является ли набор конкретных механизмов (в основном – среднемасштабных) или гипотез необходимым и достаточным в случае, если целью исследования является выбор геодинамической модели для крупной структуры? Перечисленные критерии являются наиболее очевидными, но в дальнейшем, возможно, этот список может быть расширен.

Несколько слов надо сказать о том, как могут соотноситься между собой два направления исследования складчатости: 1) с позиций кинематики и 2) с позиций динамики. Исследования кинематики структур представлены выше и касаются главным образом природных структур разного масштабного уровня. Задачи динамики представлены в многочисленных публикациях о формировании отдельных складок или крупных структур, охватывающих всю литосферу, и используют расчеты методом конечных элементов. Достаточно очевидно, что полученные результаты исследования кинематики структур линейной складчатости являются необходимой базой для постановки в будущем задачи дальнейшего изучения этих объектов уже в рамках динамики.

ВЫВОДЫ

1. Механизмы формирования структур линейной складчатости не могут быть сведены к простым деформациям типа «*продольный*» или «*поперечный*» *изгиб* в связи с тем, что линейная складчатость является сложным, иерархически устроенным объектом. Механизмы формирования структур разного размера неодинаковы.

2. Выделение объектов по границам действия механизмов, охватывающих те или иные объемы слоистой структуры, является основой системы иерархии объектов линейной складчатости и методической базой для разработки количественных методов анализа складчатых структур и механизмов их формирования.

3. Все разработанные количественные методики опираются на кинематические модели формирования структур линейной складчатости и позволяют на количественном или полуколичественном уровне исследовать механизмы формирования этих структур. Разработанный комплекс методов (**многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости**) охватывает все иерархические уровни линейной складчатости, позволяет оценивать достоверность используемых геодинамических схем и предоставляет надежную информацию для разработки новых геодинамических моделей.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд. МГУ. 1966. 348 с.
- Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра. 1985. 207 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Недра. 1976. 335 с.
- Бик Чинг-чанг.* Остров Тайвань // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир. 1977. С. 136-149.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1978. Т. 1. 487 с., Т. 2. 456 с.
- Войтенко В.Н.* Модель формирования складок в центральной части Таласского Алатау по данным микроструктурного и стрейн-анализа // Вестник СПбГУ. 2001. Сер. 7, вып. 4. (№31). С. 78-84.
- Войтенко В.Н.* Количественная оценка деформаций разномасштабных структур Таласского Алатау, Кыргызстан. Автореф. канд. дисс. Рукопись. Изд. ИФЗ РАН. 2007. 25 с.
- Войтенко В.Н., Худолей А.К.* Применение стрейн-анализа в геотектонических исследованиях // настоящий сборник, 2008.
- Гамкрелидзе Я.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 57). 82 с.
- Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд.

- АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра. 1979. 246 с.
- Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра. 1988. 264 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
- Григорьев А.С., Ионкин В.П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3-34.
- Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. Думка. 1987. 172 с.
- Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника, 1986. № 5, С. 94-106.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра. 1980. 216 с.
- Лукиянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // настоящий сборник, 2008.
- Николя А. Основы деформации горных пород. Пер. с англ. М.: Мир. 1992. 167 с.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика). Учеб. Пособие. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 148 с.
- Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.Г., Литовко Г.В., Письменный А.Н., Пруцкий Н.И., Трофименко Е.А., Энна Н.Л. Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Тез. докл. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «ГЕО». Т. 2. 2004. С. 100-103.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизику // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
- Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И. Уравнения состояния и особенности эволюции деформационной анизотропии слоистых массивов в процессе складкообразования (математическое моделирование) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1995. № 8. С. 13-31.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. N 3. С. 87-98.
- Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск: ТГУ. 1996. 170 с.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т. 375, № 5. С. 662-665.
- Сомин М.Л. Большой Кавказ доальпийский и альпийский: пример связи между структурообразованием и эндогенной активностью // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2006. С. 261-264.
- Ситтер де Л.У. Структурная геология. М.: Изд. ИЛ. 1960. 476 с.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 61-70.
- Толстая Е.В., Ребецкий Ю.Л. Деформации складчатых комплексов (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 420-430.
- Худолей А.К. Деформационные структуры и их элементы // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 382-429.
- Яковлев Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюлл. МОИПа, 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. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИПа. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7-15.
- Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.
- Яковлев Ф.Л. Механизмы образования линейной складчатости в структурах разного ранга – модели и природные примеры // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность. Новосибирск: 2003. С. 216-220.
- Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н., Худолей А.К., Ма-

- ринин А.В. О соотношении деформации сокращения в складчатом домене и в компетентном слое // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2003. С. 325-329.
- Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ – коллизийная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004) // Бюлл. МОИПа, отд. геол., 2006 а. Т. 81, вып. 1. С. 89-90.
- Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2006 б. С. 411-415.
- Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады РАН. 2008 а. Т 422, № 3. С. 371–376.
- Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // настоящий сборник, 2008.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В. Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // настоящий сборник, 2008.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра. 1981. 245 с.
- Abada I., Gutierrez-Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A. The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 103-127.
- Bastida F., Bobillo-Ares N.C., Aller J., Toimil N.C. Analysis of folding by superposition of strain patterns // Journal of Structural Geology. 2003. V. 25, No 7. P. 1121-1139.
- Biot M.A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. P. 1595-1620.
- Bobillo-Ares N.C., Bastida F., Aller J. On tangential longitudinal strain folding // Tectonophysics. 2000. V. 319, No 1. P. 53-68.
- Dixon J.M., Tirrul R. Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // J. Str. Geol. 1991. V. 13, No 1. P. 3-20.
- De Paor D. G. R/ϕ_f strain analysis using an orientation net // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10, No. 4. P. 323-333.
- Erslev E.A., Ge H. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press. 1990. V. 12, No 8. P. 1047-1059.
- Fry N. Random point distribution and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979. V. 60, No. 7. P. 89-105.
- Hudleston P.J., Stephansson O. Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. V. 17, No 4. P. 299-321.
- Srivastava D.P., Shah J. The “isogon rosette” method for rapid estimation of strain in flattened folds // Journal of Structural Geology. 2008. V. 30. P. 444-450.
- Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1963. No 42. P. 1-20.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press. 1983. 307 P.
- Ramsay J. G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308-700.
- Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J. & Wiles, R. L. F. Petroleum geology of the Black Sea. Marine and Petroleum Geology. 1996. 13(2). P. 195-223.
- Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Se'Brier M., Stephenson R., Ershov A., Chalot-Prat F. & McCann T. The Mesozoic–Cenozoic Tectonic Evolution Of The Greater Caucasus // Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds) European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 277-289.
- Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian journal earth science. 1969. V. 6, No 4. P. 743-757.
- Voitenko V., Khudoley A., Yakovlev F. Strain-analysis and balanced cross-sections of middle part of Tallas Alatau Ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan) // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava.: 2008. P. 143-144.
- Woodward N.B., Boyer S.E., Suppe J. Balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration // American Geophysical Union Short Course in Geology. 1989. V. 6. 132 p.
- Yakovlev F. Inclined zones of ductile simple shear in folded structures of the North-West Caucasus - comparison of natural data and model. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-06236, Geophysical Research Abstracts. 2005. V. 7. 06236.
- Yakovlev F.L. Study of Comparative Roles of Thrusts and Normal Faults in the Collision Structure of the Greater Caucasus Based on Balanced Section of the Hinterland. SRef-ID: 1607-7962/gra

- /EGU06-A-09201. Geophysical Research Abstracts. 2006. V. 8. 09201.
- Yakovlev, F.* Measurements of shortening values of similar type separate folds – methods and results // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava: 2008 a. P. 144-146.
- Yakovlev, F.* The construction of pre-folding, post-folding and recent stages of quasi-3D model for alpine sedimentary cover of North-West Caucasus basing on the hinterland folding geometry // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava: 2008 b. P. 146-148.
- Yakovlev F.L., Voitenko V.N.* Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures. // Proceedings of VII International Interdisciplinary symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) “Regularity of structure and evolution of geospheres”. Vladivostok: 20-25 September 2005. P. 66-69.