

УДК 551.243(479)

ЯКОВЛЕВ Ф. Л.

## ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИКИ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА)

Предлагается метод, позволяющий разделять кинематику линейной складчатости в геосинклинальном чехле на две составляющие: внешнее сжатие толщи с сокращением ширины зоны и адвекцию, вызванную инверсией плотностей. В методике используются структурные признаки: наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, размер горизонтального сокращения складок, которые можно найти и в природных структурах, и в экспериментальных моделях. Проверка методики на материалах экспериментальных моделей внешнего сокращения и адвекции показала надежность выделения обеих компонент. Исследование линейной складчатости Юго-Восточного Кавказа на примере девяти профилей выявило значительные величины и адвекции, и внешнего сокращения. Приведены структурные профили, замеры структурных признаков, формулы и результаты расчетов, nomogramma для определения величины адвекции. Показана независимость и самостоятельность обеих компонент механизма складкообразования.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вот уже около двух веков складки и складчатость привлекают внимание геологов, но до сих пор ни одно мнение о происхождении этих структур не является общепризнанным. К настоящему времени наиболее укоренившимся взглядом можно считать исторически сложившееся стихийное представление об образовании складок в результате горизонтального сжатия пластичных участков коры (геосинклиналей), зажатых между более жесткими блоками (платформами или срединными массивами). Одним из оснований для этого мнения служит простое и на первый взгляд логичное рассуждение: любая отдельно взятая складка, которую мы видим в поле, образовалась явно в результате горизонтального в целом сжатия, а поскольку в складчатой области вкрест простирания такие складки непрерывно сменяют одна другую, то и вся складчатая область образуется в результате горизонтального сжатия. Однако, как известно, ряд существенных особенностей структуры и истории геосинклиналей не находит объяснения в рамках этих взглядов.

Многие особенности складчатых комплексов могут быть истолкованы как результат действия объемных сил гравитации. Последние вызывают не только соскальзывание и стекание слоистых толщ со склонов тектонических поднятий (например, в виде покровов гравитационной природы), но и всплытие более легких пород внутри более тяжелых с образованием структур диапирового характера в обстановке инверсии плотностей, когда более тяжелые породы перекрывают более легкие. Такой глубинный диапиризм за последнее время привлек внимание ряда исследователей [1, 3, 10]. Этот процесс является как бы односторонней конвекцией: легкий материал поднимается снизу вверх и наверху остается, тогда как тяжелый, опустившись, остается внизу, и полного обращения, а тем более — многократной циркуляции, характерной для конвекции, не происходит. Такую укороченную конвекцию принято называть адвекцией. Смятию в складки подвергаются как слои, находящиеся в ядрах всплывающих диапиров, так и слои вмещающих толщ, находящихся под распирающим воздействием диапира. Высказывается точка зрения, что адвекция играет важную, может быть, ведущую роль в механизме формирования складчатых зон.

Причины возникновения инверсии плотности могут быть различными. Преимущественно они связаны, вероятно, с неравномерным нагревом

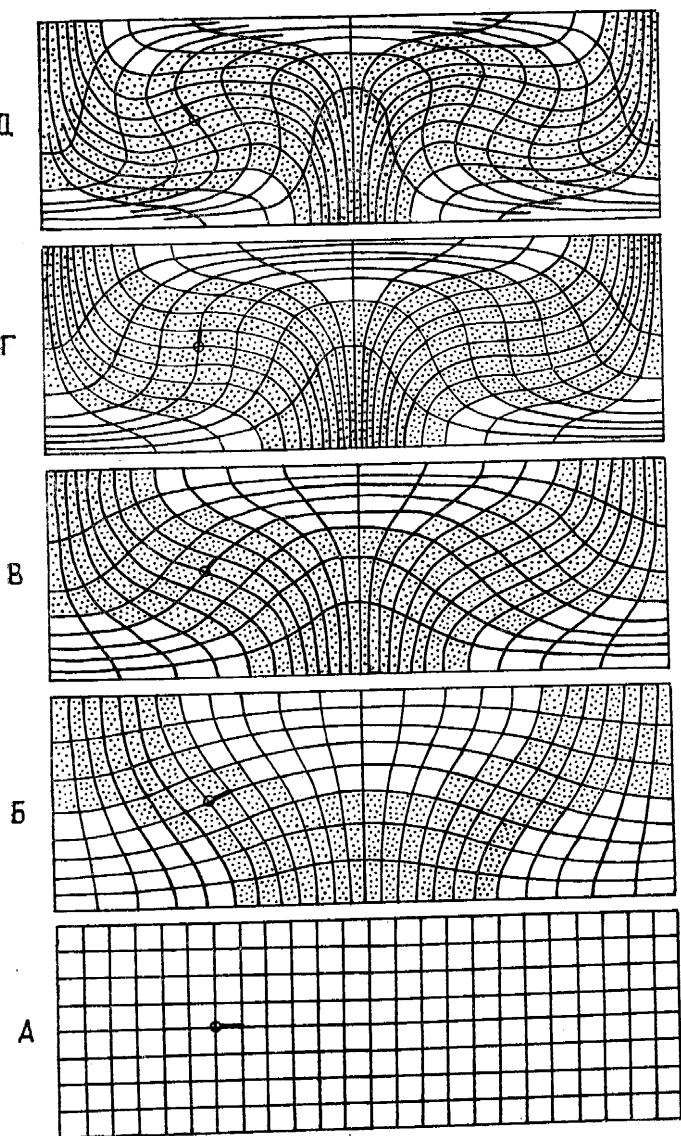


Рис. 1. Простейшая математическая модель адвекции (А—Д) (по  
М. А. Гончарову [3], с изменениями)  
Точками показаны площадки, в которых образовались складки

осадочной толщи, с возникновением в ней такого геотермического градиента, при котором более глубокие слои оказываются значительно сильнее нагретыми, чем вышележащие. Расширение поровой воды, привнос летучих, дополнительное выделение в поры конституционной воды преобразующихся минералов приводят к уменьшению валовой плотности породы, достаточному для начала адвекции. Эти вопросы наиболее полно рассматриваются в работах М. А. Гончарова [3]. Он же разработал простейшую математическую модель адвекции (рис. 1), которая позволяет выявить характер возникающих при этом процессе деформаций.

Рассмотрение этой схемы показывает, что при адвекции слои могут подвергаться продольному сжатию и, следовательно, смятию в складки без какого-либо сокращения общей ширины всей адвектирующей толщи, т. е. без воздействия каких-либо внешних сил сжатия. Продольное сжатие, происходящее на одном уровне, компенсируется в пределах этой же толщи продольным же растяжением на других уровнях (см. рис. 1). В природе области растяжения могут оказаться размытыми, либо не обнаженными, вследствие чего — остаться незамеченными. Таким обра-

зом, процесс адвекции способен без внешнего сокращения складчатой зоны вызвать образование линейной складчатости.

Простейшая математическая модель адвекции позволяет количественно предсказать возможную степень сжатости складок, положение их осевых поверхностей и зеркала в пространстве. Автор выполнил подобные расчеты для ряда природных складчатых комплексов Юго-Восточного Кавказа и Тянь-Шаня. Они показали, что сжатие отдельных складок в природе систематически превышало те значения, которые были бы характерны для адвекции в чистом виде. Между тем антивергентный стиль изученных структур, сочетание слабо сжатых крупных синклиналей на краях структур с интенсивно деформированными складками в центральных крупных антиклиналях свидетельствовали в пользу того, что адвекция участвовала в их образовании. Особенно убедительным было наличие складок второй генерации на крыле Туркестанского антиклиниория на одном из тянь-шаньских профилей [6], что полностью соответствовало схеме адвекции в далеко зашедших стадиях и никак не могло быть объяснено внешним сокращением. Эти превышения значений сжатия отдельных складок относительно того, что должно быть при адвекции, навели на мысль о возможности сочетания в природе в каком-то виде двух альтернативных, по общему мнению исследователей, процессов — адвекции и внешнего сокращения.

Развитие этой мысли привело к созданию методики кинематического анализа линейной складчатости, в которой на равных правах присутствуют и адвекция, и процесс внешнего сокращения складчатой зоны. Иными словами, вводится предположение, что складчатость образуется одновременно как в результате процессов перераспределения объемов вещества без изменения площади складчатой зоны, так и при поперечном сокращении этой площади. Основная задача при таком подходе — найти способ разделения «внутренней» адвективной компоненты складкообразования и той доли складчатости, которая обеспечивается внешним сокращением. Ясно, что такой способ должен быть количественным, а не качественным. Если в природе складчатость имеет чисто адвективное происхождение, то в результате будет «ноль» поперечного сокращения и некоторое «количество» адвекции. И наоборот, если складчатость возникла в результате одного только поперечного сокращения, то это выразится как «ноль» адвекции и некоторое «количество» внешнего сокращения. В других случаях следует предполагать совместное действие некоторых «количество» и того, и другого процессов.

В качестве критерия для такого разделения механизмов складчатости было выбрано соответствие размера среднего сокращения отдельных складок по профилю (проходящему через любой объект линейной складчатости — природный или экспериментальный) размеру внешнего сокращения профиля. При чистом внешнем сокращении (мы берем простейший случай — сближение вертикальных стенок или упоров) эти две величины совпадают. При чистой адвекции, несмотря на то что внешнее сокращение отсутствует, возникают складки и размер среднего сокращения отдельных складок тем выше, чем дальше зашел процесс адвекции. В случае сочетания этих процессов средний размер сокращения отдельных складок по профилю оказывается выше размера внешнего сокращения профиля.

## АНАЛИЗ ПРОСТЕЙШЕЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АДВЕКЦИИ М. А. ГОНЧАРОВА

В качестве основы предлагаемой кинематической модели линейной складчатости используется простейшая математическая модель адвекции М. А. Гончарова, на которой следует подробно остановиться. Модель адвекции основывалась на следующих предположениях.

1. Адвектирующий слой горизонтален.
2. Адвектирующий слой однороден.
3. Свойства слоя эквивалентны ньютоновской вязкой жидкости.
4. Слой имеет теплопроводность.
5. Слой имеет границы свободные,

плоские и равноплотностные. 6. Условия адвекции отвечают небольшому превышению первого критического числа Рэлея, которое обеспечивает возникновение конвективных «валов» (а не гексагональных изометрических ячеек).

Введение этих предположений позволило составить очень простые уравнения гидродинамики, решение которых в приближении Буссинеска в линейной постановке дает поле скоростей движения частиц в конвективных валах [3]:

$$V_x = -A \left( \frac{\pi}{h} \right) \sin \left( \frac{\pi z}{h} \right) \cos \left( \frac{2\pi x}{\lambda} \right),$$

$$V_z = A \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right) \cos \left( \frac{\pi z}{h} \right) \sin \left( \frac{2\pi x}{\lambda} \right),$$

где  $V_x$  и  $V_z$  — составляющие вектора скорости по горизонтальной оси  $x$  и по вертикальной  $z$  (вдоль конвективного вала скорость движения частиц  $V_y$  равна нулю),  $h$  — мощность конвективного слоя,  $\lambda$  — длина волны характерного возмущения,  $A$  — некоторая константа. Соотношение вертикальной и горизонтальной сторон ячейки принималось равным 1 : 1,5.

Для исследования возникающих деформаций М. А. Гончаров использует квадратную сетку (см. рис. 1, А). Перемещения узлов этой сетки рассчитывались по приведенным выше формулам для некоторых определенных отрезков времени. Новые положения узлов соединялись линиями, и возникла картина, наглядно демонстрирующая деформации внутри адвективных ячеек на этих стадиях (см. рис. 1, Б—Д).

Предположим, что все площадки первоначально квадратной формы (см. рис. 1, А) заполнены горизонтальными слоями. Тогда удлинение первоначально вертикальных сторон площадок на последующих стадиях означает, что слои подверглись продольному сжатию и, значит, в них возникли складки (что показано на рис. 1 крапом — мелкими точками). Укорочение вертикальных сторон обозначает растяжение слоев и отсутствие складок (отсутствие крапа). Как хорошо видно на рис. 1, количество площадок, занятых складками, постепенно увеличивается. Из рисунка также видно, что образование складок в каждом слое компенсируется его растяжением в других местах.

Если мы проведем линию воображаемого профиля в средней по высоте части адвектирующей толщи на любой ее стадии, то, как мы уже говорили, весь этот профиль будет заполнен складками: зоны растяжения, которые обеспечили возникновение складок, останутся выше и ниже профиля. Причем заметно также, что для более продвинутых стадий характерны в целом более сжатые складки. Это наиболее важное свойство простейшей математической модели адвекции, на котором и основана предлагаемая кинематическая модель линейной складчатости. Это же свойство всегда имеется в виду в гипотезах адвективной природы складчатости: процесс погружения более тяжелых масс и всплыивания более легких может вызвать образование складок при неизменной ширине складчатой зоны.

Для разработки модели прежде всего необходимо найти такие показатели, которые могут быть обнаружены и в простейшей математической модели адвекции, и в природе (иначе мы не сможем сравнивать модель и природную складчатую структуру). Обратимся к исходным квадратным площадкам стадии А модели адвекции на рис. 1. Если представить, что они заполнены горизонтальными слоями, то горизонтальное укорочение площадок приводит к образованию серии складок. Их осевые поверхности будут ориентированы вдоль первично вертикальной стороны площадки, а зеркало складок — вдоль первично горизонтальной стороны. Степень сжатия складок (размер горизонтального сокращения) будет эквивалентна удлинению первично вертикальной стороны площадки (рис. 2, I). Эти три параметра, или, как они будут далее называться, структурных признака: наклон осевых поверхностей складок

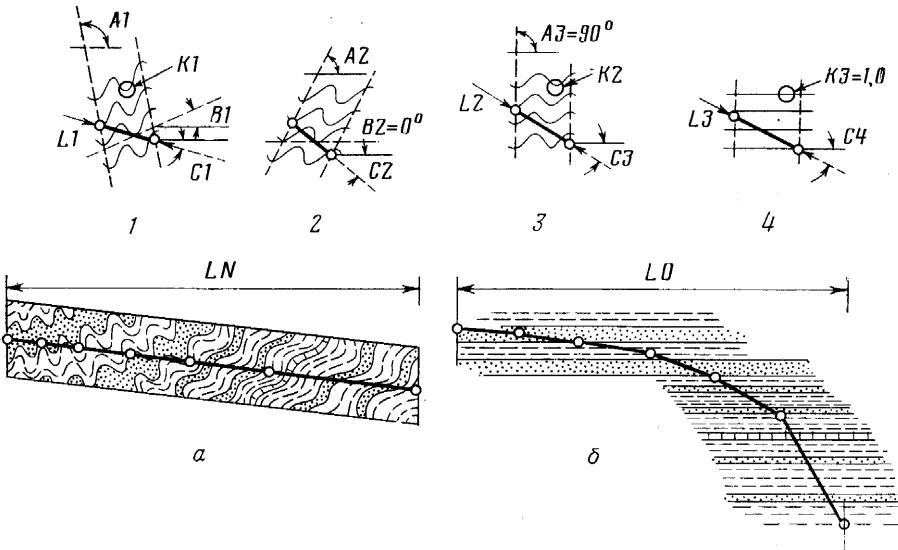


Рис. 2. Восстановление доскладчатого профиля: 1—4 — изменение структурных признаков при кинематических операциях наклона (1—2), сдвига (2—3) и удлинения (3—4).  
а — теоретический структурный профиль, б — его доскладчатое положение

(наклон первично вертикальной стороны площадки), наклон зеркала складок (наклон первично горизонтальной стороны площадки), размер горизонтального сокращения складок (степень удлинения первично вертикальной стороны площадки) — являются основой для сравнения кинематической модели и природной складчатости.

#### КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ: НАЛОЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ НА ПРОСТЕЙШУЮ МАТЕМАТИЧЕСКУЮ МОДЕЛЬ АДВЕКЦИИ

Перечисленные структурные признаки представляют собой в то же время геометрические понятия (отрезки линий и углы) и позволяют проделывать с собой ряд геометрических (кинематических) операций: поворот в пространстве, сдвиг и укорочение — удлинение во взаимно перпендикулярных направлениях. Формулы, описывающие такие операции, легко выводятся из предположения, что площадь фигур при кинематических операциях остается постоянной. Подробнее кинематические операции поворота, сдвига и сокращения — удлинения будут охарактеризованы ниже.

Определенное кинематическое укорочение в горизонтальном направлении (формальное, без рассмотрения его причин) можно наложить не только на отдельную изолированную деформированную площадку, но и на весь профиль, состоящий из множества таких площадок. Это, естественно, вызовет его укорочение (поперечное сокращение) в целом. Разумеется, поперечное сокращение можно накладывать на профили, проходящие через модели на любой стадии адвекции. Поперечное сокращение профиля будет увеличивать размер горизонтального сокращения в отдельных складках.

Складчатую структуру можно описать тремя структурными признаками, а их форму, определяемую адвекцией, и искажение этой формы в результате поперечного сокращения можно рассчитать. На основе модели адвекции и наложения внешнего сокращения была составлена программа для вычисления на ЭВМ типа СМ-4. Профиль через математическую модель адвекции разбивался на девять участков складчатости,

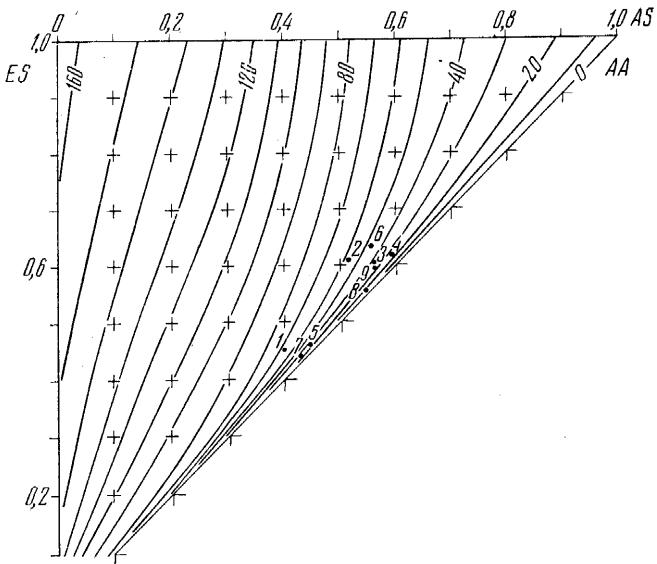


Рис. 3. Номограмма для определения амплитуды адвекции ( $AA$ , изолинии) по вычисленным значениям внешнего сокращения ( $ES$ ) и среднего по профилю сокращения складок ( $AS$ ). Точки и цифры при них — исследованные профили Тфанской зоны и их номера; 1 — р. Фийчай, 2 — р. Рагданчай, 3 — р. Курвечай, 4 — р. Кудиалчай, 5 — р. мера; 6 — р. Карабачай, 7 — р. Бабачай, 8 — р. Ахтычай, 9 — склон горы Шалбуздаг

которые считались однородными (точнее, неоднородности, каждого такого участка осреднялись). При вычислениях подсчитывалось, какое среднее сокращение  $AS$  (средний размер горизонтального сокращения) складок должно наблюдаться на профиле, если адвекция достигла определенной величины  $AA$  (амплитуда адвекции) и на адвекцию накладывалось внешнее сокращение  $ES$ . Амплитуда адвекции измеряется как угол поворота первоначально горизонтальной стороны площадки, левый конец которой находится в неподвижном центре адвективной ячейки. На рис. 1 этот центр обозначен кружком, а сторона площадки — более жирной линией. Внешнее сокращение принималось как отношение общей длины профиля после сокращения к той длине, которую он имел до сокращения. При каждом вычислении рассчитывалось 20 вариантов, где  $ES$  менялось от 1 (отсутствие сокращения) до 0,05 (20-кратное сокращение). Операцию вычисления среднего сокращения складок  $AS$  удобнее описать ниже. Такие расчеты были выполнены для амплитуд адвекции от 5 до  $160^\circ$  с интервалом  $5-20^\circ$  для ячейки с отношением сторон 1,5 и положением профиля в середине ячейки по высоте. По результатам вычислений построена номограмма (рис. 3). В этой номограмме по горизонтальной оси откладываются значения среднего сокращения складок по профилю, по вертикальной оси — значения внешнего сокращения профиля; кривые являются изолиниями амплитуды адвекции. Для того чтобы воспользоваться этой номограммой, необходимо определить значение внешнего сокращения профиля и среднего сокращения складок. При чистом внешнем сокращении эти два параметра совпадают. При чистой адвекции внешнее сокращение профиля равно единице и любой амплитуде адвекции соответствует единственное значение среднего сокращения  $AS$ . Если среднее сокращение складок по профилю превысит внешнее сокращение профиля, то положение полученной точки относительно изолиний укажет значение амплитуды адвекции.

Определить внешнее сокращение мы можем, если провести операцию построения доскладчатого профиля, т. е. если восстановить то положение, которое занимали в горизонтально-слоистой (доскладчатой) среде точки, через которые проходит линия профиля сейчас, в толще осадков, смятых в складки.

## ПОСТРОЕНИЕ ДОСКЛАДЧАТОГО ПРОФИЛЯ И ПОЛУЧЕНИЕ СРЕДНЕГО ПО ПРОФИЛЮ СОКРАЩЕНИЯ СКЛАДОК

Профиль, проходящий через складчатую зону (или через какую-либо модель складчатости), необходимо разбить на 10—20 участков, которые должны быть примерно однородными. Каждый такой участок можно преобразовать кинематическими операциями, вернув его к первоначальному, доскладчатому положению (т. е. к горизонтальному положению слоев при отсутствии складок). Для этого требуется провести три кинематические операции: 1) повернуть участок до горизонтального положения зеркала складок; 2) сдвинуть в горизонтальном направлении до вертикального положения осевых поверхностей; 3) растянуть до исчезновения складок (см. рис. 2).

Эти операции могут быть выражены через уравнения. К уже известным нам структурным признакам (наклон осевых поверхностей складок  $A_1$ , наклон зеркала складок  $B_1$ , размер горизонтального сокращения складок  $K_1$ ) добавим длину участка профиля  $l_1$ , наклоненного под углом  $C_1$ . Операция наклона, или поворота до горизонтального положения зеркала складок, будет выражена так (см. рис. 2, 1—4):

$$A_2 = A_1 - B_1, \quad (1)$$

$$C_2 = C_1 - B_1. \quad (2)$$

При этой операции размер горизонтального сокращения складок и длина участка профиля остаются неизменными.

При следующей операции используется простой сдвиг в горизонтальном направлении:

$$\frac{1}{\tan C_3} = \frac{1}{\tan C_2} - \frac{1}{\tan A_2}, \quad (3)$$

$$l_2 = \frac{l_1 \sin C_2}{\sin C_3}, \quad (4)$$

$$K_2 = \frac{K_1}{\sin A_2}. \quad (5)$$

Операция растяжения (удлинения) выразится через уравнения:

$$\tan C_4 = \tan C_3 (K_2)^2, \quad (6)$$

$$l_3 = \frac{K_2 l_2 \sin C_3}{\sin C_4}. \quad (7)$$

Горизонтальная и вертикальная ( $l_o$  и  $h_o$ ) проекции участка профиля составят:

$$l_o = l_3 \cos C_4, \quad (8)$$

$$h_o = l_3 \sin C_4. \quad (9)$$

Подставляя восстановленные положения участков профиля друг к другу (см. рис. 2), получаем доскладчатое положение профиля.

Для профиля с  $n$  участками находим современную длину профиля  $LN$  как сумму горизонтальных проложений всех участков. Аналогично определяем и длину доскладчатого профиля  $LO$ :

$$LN = \sum_{i=1}^{i=n} l_{1i} \cos C_{1i}, \quad (10)$$

$$LO = \sum_{i=1}^{i=n} l_{oi}. \quad (11)$$

Определяем величину внешнего сокращения профиля:

$$ES = \frac{LN}{LO}. \quad (12)$$

Среднее сокращение складок по профилю  $AS$  определяется как средневзвешенное, причем берутся доля участка профиля в общей длине доскладчатого профиля и современный размер горизонтального сокращения складок:

$$AS = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} K1_i l_0 i}{LO}. \quad (13)$$

Эта же процедура осреднения, разумеется, применяется и в программе вычислений, по результатам которых строилась номограмма.

Предлагаемая операция построения доскладчатого профиля позволяет восстанавливать длину доскладчатого профиля при правильно сделанных замерах структурных признаков. Проведенная оценка устойчивости решения (в благоприятной области номограммы) показала, что решение устойчиво: введенные 15%-ные систематические ошибки в замерах размера горизонтального сокращения складок вызвали отклонения внешнего сокращения профиля и амплитуды адвекции примерно на те же 15%.

Широко используемая для палинспастических построений методика распрымления слоев (методика  $\lambda$ ) является значительно более грубой. На рис. 2 показана часть теоретического структурного профиля, проходящего через математическую модель адвекции, складки в котором возникли без поперечного сокращения пространства адвективной ячейки. По методике распрымления слоев следует дорисовать какой-либо слой, а затем измерить его длину и горизонтальное положение. Сокращение профиля, подсчитанное таким образом, составляет примерно 0,65, т. е. возникает неправильное впечатление, будто складчатость, показанная на профиле, возникла в результате поперечного сокращения пространства примерно на его третью часть. Ошибка здесь заключается в неправильном экстраполировании структуры вверх и вниз: непосредственно из наблюдаемой складчатости нельзя угадать существование зон растяжения выше и ниже профиля. Такого рода ошибки могут возникать и при изучении природной складчатости.

#### **ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ**

Прежде чем начать пользоваться методикой на природных объектах, желательно проверить ее на материалах экспериментов, моделировавших линейную складчатость. Для такой проверки были выбраны эксперимент по сжатию слоистого пластилина В. Н. Ларина [5] и эксперимент с подогреванием слоистой канифоли М. А. Гончарова [3].

Моделирование складчатости поперечного сокращения делалось следующим образом. Пачка тонких слоев пластилина укладывалась на лист бумаги и нагревалась снизу. Затем бумага протаскивалась вниз через узкую щель примерно под центром пачки, в результате чего сокращалась площадь, занимаемая пластилином, и возникали складки (рис. 4, движение бумаги показано стрелками). Затем пластилин охлаждался и через модель делались поперечные срезы. По фотографии такого поперечного среза нами были построены карты структурных признаков (карта изолиний наклона осевых поверхностей складок, карта изолиний наклона зеркала складок и карта изолиний размера горизонтального сокращения). В средней части модели был проведен профиль, состоящий из девяти участков. Необходимые замеры структурных признаков в этих участках делались по построенным картам. Затем были проведены операции построения доскладчатого профиля и определения значений внешнего сокращения профиля и среднего размера сокращения складок. Внешнее сокращение  $ES$  составило 0,33 (или в 3 раза), среднее сокращение складок  $AS$  равно 0,25. Отношение сторон возможной адвективной ячейки составляет 1 : 8. Был специально построен участок номограммы для этого отношения сторон ячейки и была определена амплитуда адвекции ( $15^\circ$ ). Таким образом, методика кинематического анализа

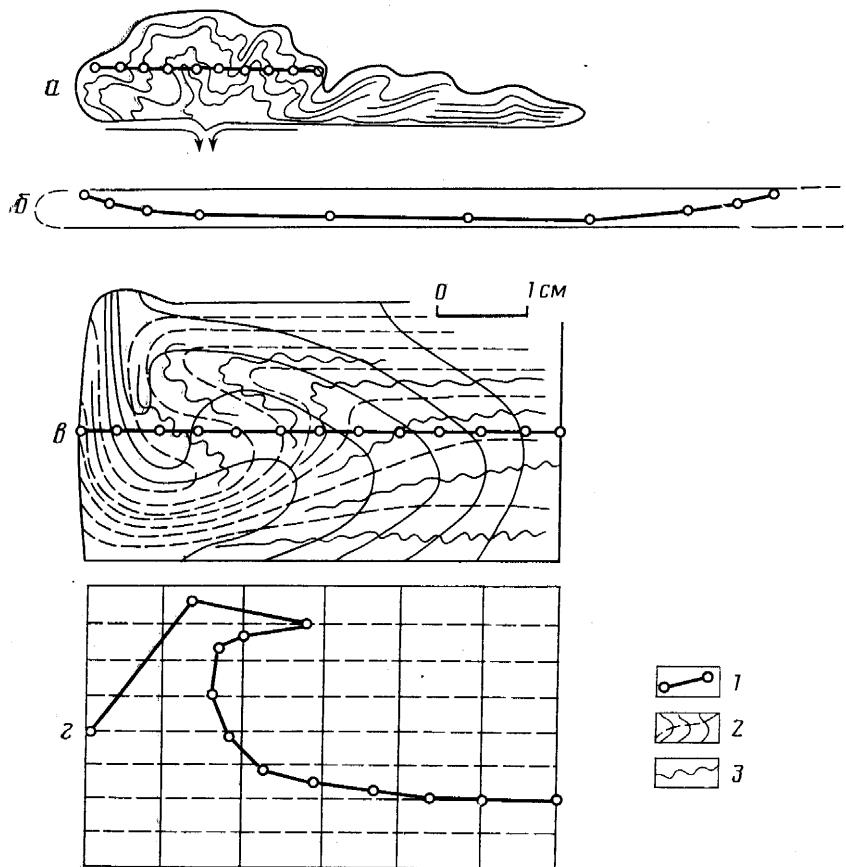


Рис. 4. Эксперименты, моделирующие образование линейной складчатости: а — опыт по сжатию слоистого пластилина В. Н. Ларина [5]; б — его доскладчатый профиль; в — эксперимент по подогреванию слоистой канифоли М. А. Гончарова [3]; г — его доскладчатый профиль

1 — участки однородной складчатости; 2 — сетка, контролирующая деформации (эксперимент М. А. Гончарова); сплошные линии соответствуют осевым поверхностям складок, первоначально располагались вертикально; штриховые линии соответствуют зеркалу складок, первоначально располагались горизонтально; 3 — реальные складки (опыт В. Н. Ларина) и их символическое изображение (эксперимент М. А. Гончарова)

позволила верно восстановить условия эксперимента: трехкратное сокращение при незначительной адвекции. Появление адвекции связано, вероятно, с условиями опыта: сокращение поверхности происходит в одном месте, толща пластилина здесь многократно увеличивает мощность и в верхней части начинает как бы растекаться. Это гравитационное явление, по-видимому, и улавливается методикой как адвекция.

Образец из слоистой канифоли (опыт М. А. Гончарова [3]) подогревался снизу в течение нескольких часов. Более подогретые нижние слои канифоли увеличились в объеме и стали легче менее нагретых верхних слоев: возникла обстановка инверсии плотностей. Нижние слои медленно всплывали, верхние занимали освободившееся место. Через несколько часов образец охладили и сделали поперечный вертикальный срез (см. рис. 4). По фотографии этого среза были построены карты структурных признаков. Затем в средней части модели провели профиль, состоящий из 12 участков. Как и в предыдущем случае, необходимые замеры для этих участков снимались с карт структурных признаков. Построенный доскладчатый профиль оказался практически той же длины, что и профиль в образце. Среднее сокращение по складкам AS составило 0,41. Отношение сторон ячейки было 1 : 2. Построенный для такого отношения сторон участок номограммы дал для амплитуды адвек-

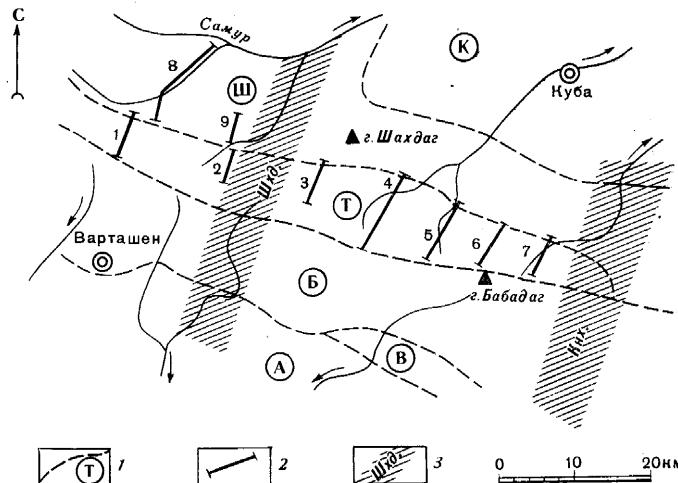


Рис. 5. Схема расположения структурных профилей

1 — границы структурных зон Юго-Восточного Кавказа (буквы в кружках: К — Кусарский прогиб, III — Шахдагская зона, Т — Тфанская зона, Б — Бабадагская зона, В — Вандамская зона, А — Алазанская зона); 2 — линии структурных профилей и их номера (соответствуют номерам на рис. 3, 6, 7); 3 — крупные поперечные флексуры: Шхд — Шахдагская, Кнх — Конахкендская

ции значение  $105^\circ$ . Тем самым подтверждаются условия эксперимента: полное отсутствие сокращения ( $ES=1,08$ ) и большая амплитуда адвекции.

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Убедившись в том, что предлагаемая методика кинематического анализа дает возможность разделять линейную складчатость на две составляющие: адvection и внешнее сокращение, попробуем применить ее к природной складчатости. Наиболее удобно использовать профили, составленные Е. А. Рогожиным и автором в Тфанской и Шахдагской зонах восточной периклинали Большого Кавказа. Методика, по которой составлялись эти детальные профили [6], гарантирует возможность замеров структурных признаков непосредственно с профилем. Немаловажно также, что Тфанская и Шахдагская зоны, как и Юго-Восточный Кавказ в целом, неоднократно служили своеобразным полигоном для исследований, связанных с вопросами происхождения складчатости и закономерностей развития геосинклиналей [2, 4, 7, 9, 11].

Прежде чем показать, что дал кинематический анализ природной линейной складчатости, рассмотрим основные черты геологии исследованного района.

В структуре Юго-Восточного Кавказа выделяется ряд зон, или ступеней, каждой из которых свойственны определенная высота поднятий, особенности стратиграфии, истории развития, свой стиль деформаций. С севера на юг могут быть выделены Кусарская, Шахдагская, Тфанская, Бабадагская, Вандамская, Алазанская зоны (рис. 5). Юго-Восточный Кавказ является восточной периклиналью мегантиклинория Большого Кавказа, и для него характерно погружение структур к востоку, которое происходит главным образом по нескольким поперечным флексурам. Наиболее важные из них в интересующем нас районе — Шахдагская и Конахкендская. Деформации пород разнообразны: широко распространена линейная складчатость (Тфанская, Бабадагская зоны, западная часть Шахдагской зоны), встречаются коробчатые и гребневидные складки (восточная часть Шахдагской зоны, восточное продолжение Бабадагской).

Наиболее древние отложения выходят на поверхность в Шахдагской зоне и представлены тоарскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами видимой мощностью 1,5—2 км. Аланский ярус сложен здесь аргиллито-алевролитовой толщей, в которой местами встречаются пес-

чники. Мощность этой толщи около 6 км. Разрез среднеюрских отложений завершает 300-метровая пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов байосского возраста, кровля которых размыта. На размытые горизонты байоса и аалена в Шахдагской зоне ложатся верхнеюрские карбонатные рифогенные отложения, а также меловые терригенно-карбонатные толщи общей мощностью до 3—5 км.

В Тфанской зоне распространены ааленские толщи аргиллитов и чередующихся аргиллитов и песчаников видимой мощностью от 1 км на востоке до 3,5 км на западе зоны. Эти отложения в целом согласно перекрываются массивными песчаниками, чередующимися аргиллитами и песчаниками байоса и бата, а также терригенно-карбонатным флишем верхней юры общей мощностью 1—2,5 км. Юго-западнее с. Конакенд видно, как верхнеюрские отложения в целом согласно перекрываются нижнемеловым карбонатным флишем, широко распространенным также в Бабадагской зоне.

Тфанская зона с севера и юга ограничена крупными разломами — Ахтычайским на границе с Шахдагской зоной и Малкамудским на границе с Бабадагской. В полном соответствии с тем, что линейная складчатость в Шахдагской зоне проявилась раньше  $I_2/I_3$ , чем в Тфанской (не ранее  $K_2$ ?), Ахтычайский разлом несет следы длительного развития. Его сместитель падает на юг под углами 40—80° и имеет явные следы надвиговых движений. В контакте находятся более древние отложения на севере и более молодые на юге, т. е. этот надвиг раньше был сбросом. Малкамудский надвиг, у которого сместитель падает на север под углами 40—80°, разделяет, как правило, верхнеюрские и нижнемеловые породы двух соседних зон. Смещение по нему может достигать первых километров. Местами этот разлом представлен несколькими разломами, которые могут кулисообразно подставлять один другой по простирации.

В Шахдагской и Тфанской зонах на профилях (рис. 6, см. рис. 5) хорошо видны отдельные складки, как крупные, шириной до 1 км, так и мелкие, которые еще удается отразить на профиле. В обнажениях в зависимости от мощности слоев встречаются складки и совсем мелкие, шириной до первых сантиметров.

В Тфанской зоне в ее западной части (см. рис. 6, 1—5) выделяются пять складок первого порядка, образующих антивергентную антиклинальную структуру. Это две синклинальные складки в краевых частях зоны, около Малкамудского и Ахтычайского разломов, а также две антиклинали, разделенные синклиналью в центральной части зоны. Осевые поверхности складок и кливаж наклонены в северной антиклинали на юг, а в южной — на север. На востоке эта структура упрощается и на профиле по р. Бабачай (см. рис. 6, профиль 7) можно выделить две краевых синклинальных и одну центральную антиклинальную складки.

Структура Шахдагской зоны видна на профиле 8, дополняемом профилем 9 (см. рис. 6). Хорошо выделяются две крупные антиклинальные формы первого порядка, расположенные на расстоянии около 8 и 16 км к северу от Ахтычайского разлома, разделенные синклинальной складкой первого порядка. Между южной антиклиналью и Ахтычайским разломом находится другая крупная синклинальная складка. Осевые поверхности складок в Шахдагской зоне не имеют ярко выраженного антивергентного наклона и ориентированы главным образом субвертикально.

Рассмотрим, можно ли применить предлагаемую методику кинематического анализа к линейной складчатости Тфанской и Шахдагской зон. Методика может применяться в том случае, если исследуемый профиль проходит минимум через одну адвективную ячейку. Если обратиться к математической модели адвекции М. А. Гончарова, то видно, что кроме мелких складок адвективные движения образуют в каждой ячейке антиклиналь и синклиналь первого порядка и сопряженные ячейки (на рис. 1 их две) представляют собой чередование антиклиновых и синклиновых форм. Эти антиклиновые и синклиновые структурные формы математической модели адвекции могут быть сопоставлены со складками первого порядка, описанными в Тфанской и Шахдагской зонах. Рассмот-

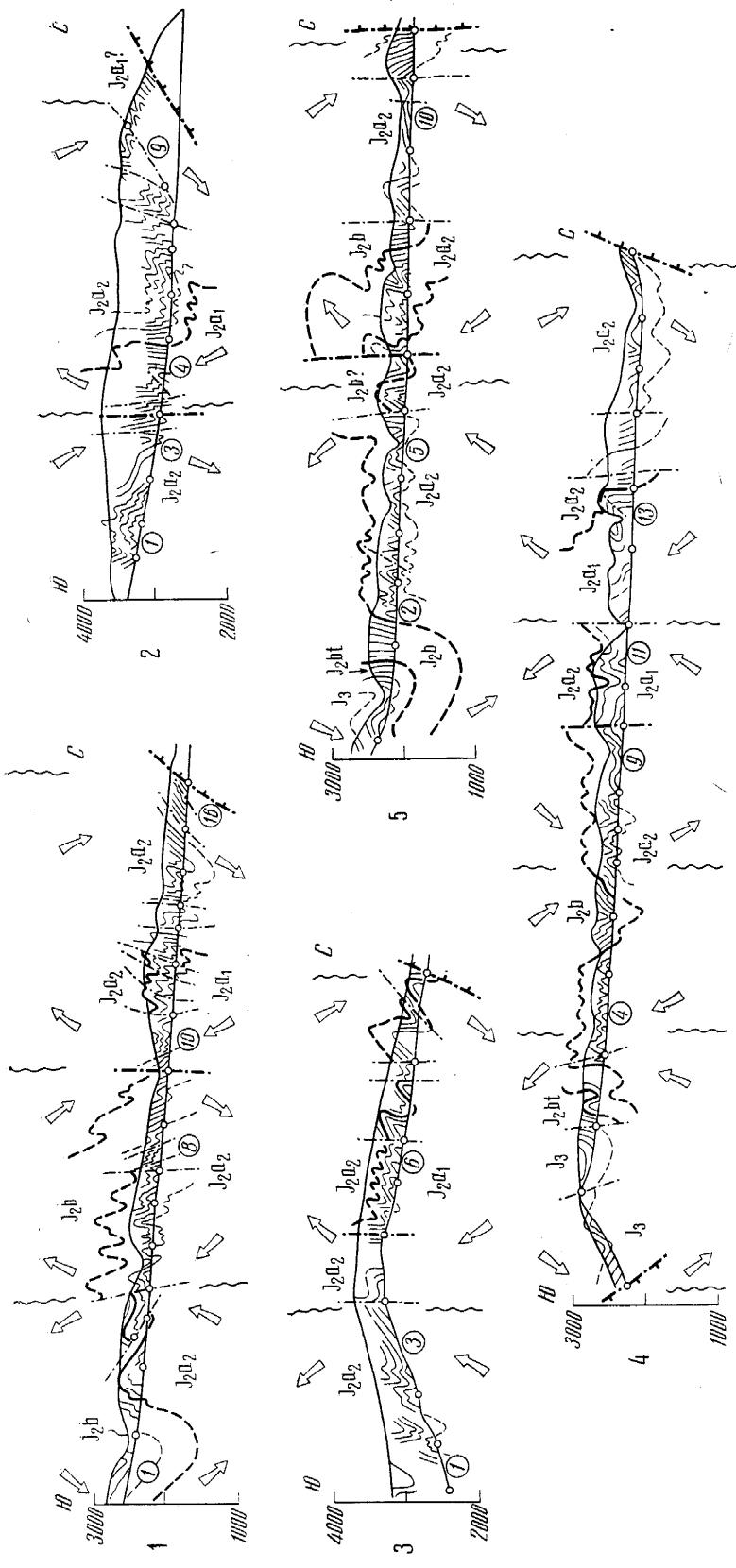


Рис. 6 (I)  
Рис. 6. Структурные профили через Тифанскую и Шахдагскую зоны Юго-Восточного Кавказа (составлены Е. А. Рогожиным и Ф. Л. Яковлевым)  
1 — структурные линии; а — границы стратиграфических подразделений, б — отдельные пласти, литология не показана; 2 — разрывные нарушения: а — незначительный, б — значительной амплитуды, в — границы зон: на севере профилей (кроме 9-го) — Ахтычайский, на юге — Малкамульский; 3 — номера профилей, соответствующие номерам на рис. 3, 5, 7; 4 — границы выделенных однородных участков складчатости и номера участков (показаны выборочно); 5 — предполагаемые адвектические ячейки: а — границы ячеек, показанные ориентировочно, б — предполагаемое направление адвектических движений

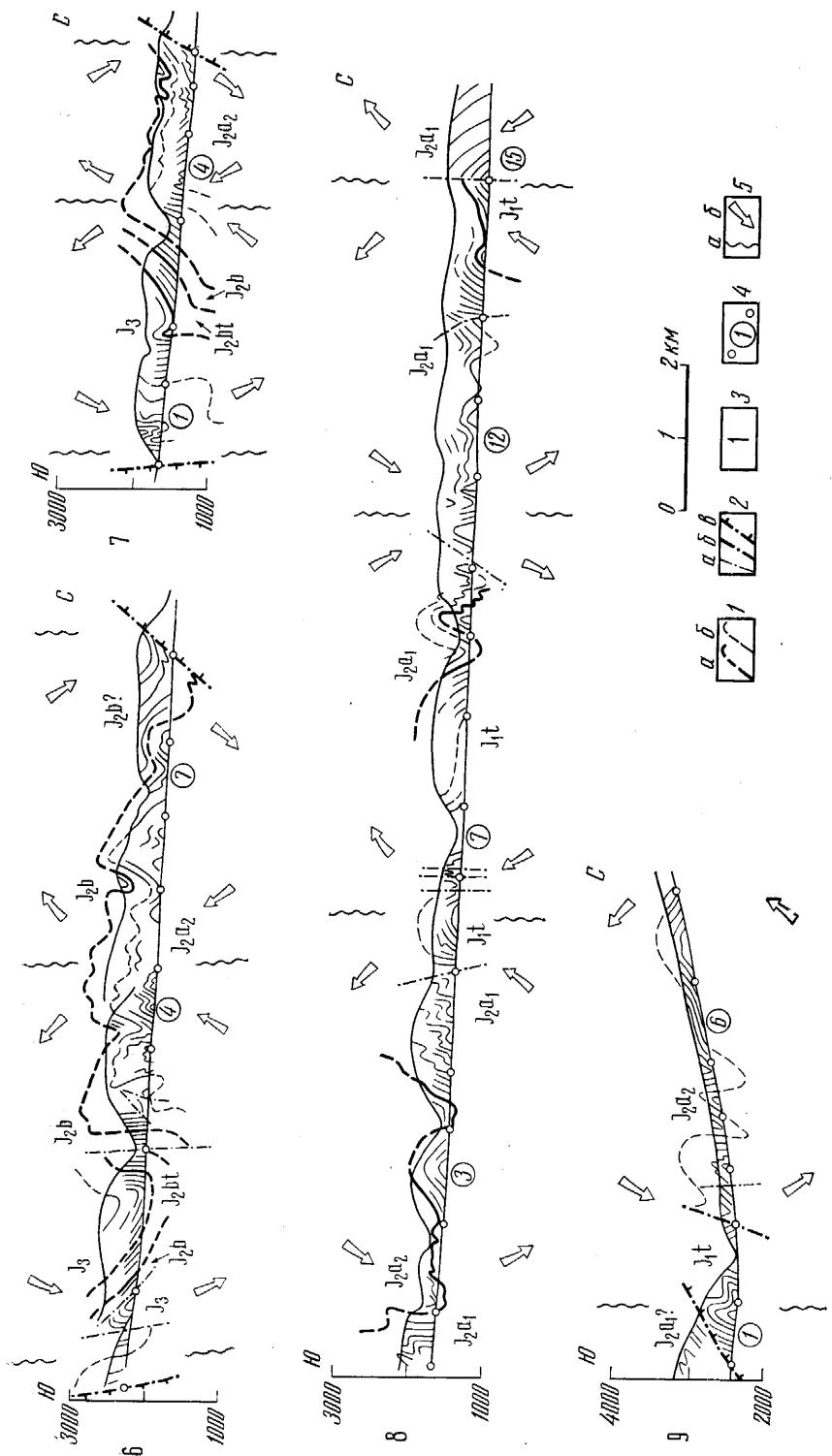


Рис. 6 (II)

рение структуры зон с этой точки зрения показало, что в Тфанская зоне может быть выделено от трех-четырех до двух адвективных ячеек, в Шахдагской — четыре адвективных ячейки (см. рис. 6).

Для правильного определения амплитуды адвекции важно знать соотношение вертикальной и горизонтальной сторон этих предполагаемых адвективных ячеек. В Тфанской зоне общая видимая на профилях мощность геосинклинальной толщи достигает 3—5 км, в Шахдагской зоне видимая мощность среднеюрских отложений около 8 км. Точная мощность геосинклинальной толщи не известна, но мы предполагаем, что необнаженная часть разреза не превышает по мощности первые километры. Средняя ширина адвективной ячейки (доскладчатая длина ячейки вдоль профиля) составляет 6—8 и 10,5 км соответственно. Соотношение сторон предполагаемых природных адвективных ячеек составляет, таким образом, менее 1,3—2,0 и поэтому в качестве первого приближения мы использовали для оценки соотношения сторон цифру 1,5, принятую для математической модели адвекции М. А. Гончарова (см. рис. 1), и амплитуду адвекции определяли по номограмме, построенной для этого же соотношения (см. рис. 3).

Структура каждого профиля делилась на ряд однородных участков складчатости, и на каждую выделенную адвективную ячейку приходилось от 3 до 6 таких участков. Это меньше, чем в использованной расчетной модели, но на точности анализа практически не сказывается: специально проведенные расчеты показали, что снижение числа участков с 10 до 3 может изменить амплитуду адвекции не более чем на 7—10%.

В качестве примера покажем ход обработки структурного материала профиля по р. Фийчай (см. профиль 1, рис. 6). В нем было выделено 16 участков. В каждом участке были измерены углы наклона осевых поверхностей складок. Если складок было больше одной, то определялся средний угол наклона. Затем измерялся угол наклона зеркала складок. Для этого обычно какой-либо слой на участке профиля достраивался до границ участка и точки начала и конца слоя на участке соединялись прямой. Наклон этой прямой давал угол ориентировки зеркала складок. Субвертикальные разрывы, нарушающие складчатую структуру, часто считались границами участков и в этих случаях не затрудняли замеров. Если разрывы находились внутри участка, то замеры делались по одному и тому же слою между этими разрывами, а затем находился средний угол наклона зеркала складок. Размер горизонтального сокращения определялся через угол схождения крыльев складок  $\alpha$  по формуле  $K = \sin(\alpha/2)$ . Если на участке было несколько складок, то затем значения размера горизонтального сокращения складок осреднялись. В принципе желательно применять для оценки размера горизонтального сокращения складок более точные методики [12, 13]. Однако наблюдения за изменением мощности слоев песчаника в замках складок исследованного района и некоторые другие признаки показали, что применение указанной выше формулы не повлечет за собой чрезмерных ошибок. Измерялись также длина участка вдоль выбранного направления (как правило, вдоль уреза воды) и угол наклона этой линии. После того как данные по структурным признакам для всех 16 участков были собраны, были проведены расчеты по формулам (1)—(9), результаты которых (табл. 1) позволили вычислить длину доскладчатого профиля и определить среднее сокращение складок, внешнее сокращение профиля и амплитуду адвекции.

Таким же образом были собраны данные и по всем другим профилям и рассчитаны размеры внешнего сокращения и амплитуды адвекции (см. рис. 3, табл. 2). Ниже (I—III) приведены исходные замеры структурных признаков по объектам линейной складчатости.

Внешнее сокращение для Тфанской и Шахдагской зон оказалось в пределах от 0,439 до 0,633 (т. е. структура сократилась в поперечном направлении в 2,28—1,58 раза), а значения амплитуды адвекции колебались от 68 до 20°. Как видно из таблицы, в природной складчатости с помощью методики кинематического анализа обнаружены значительные «количества» и адвекции, и внешнего сокращения.

I												
Номер участка <sup>1</sup>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A1	85	140	262	220	185	158	145	141	142	142	133	100
B1	-88	+120	+160	+161	+133	+100	+68	+42	+30	+12	+7	+3
K1	0,40	0,23	0,60	0,90	1,20	1,00	0,80	0,52	0,38	0,45	0,54	0,62

<sup>1</sup> Модель М. А. Гончарова, на всех участках  $Il=5$  мм,  $C1=0$ .

II									
Номер участка <sup>2</sup>	1	2	3	4	5	6	7	8	9
A1	150,	145	140,	110,	80	60	80	42	55
B1	+60	+60	+50	+20	+1	-15	-20	-33	-40
K1	0,45	0,37	0,30	0,18	0,18	0,19	0,25	0,38	0,50

<sup>2</sup> Модель В. Н. Ларина, на всех участках  $Il=3$  мм,  $C1=0$ .

III																	
Номер участка <sup>3</sup>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
I1	1450	900	1000	1145	800	745	440	550	970	525	865	1040	890	1010	660	730	930
C1	+25	-13	-9	-5	-5	-5	-4	-4	-4	-4	-1	-1	-1	-2	-4	+9	
A1	110	105	105	107	92	70	80,	70	75	68	78	58	70	78	81	70	80
B1	+7	+22	+50	-13	-55	+45	-10	-5	+10	-28	+16	-47	-33	-70	-31	-22	+18
K1	0,79	0,63	0,52	0,46	0,50	0,66	0,70	0,34	0,61	0,87	0,62	0,63	0,64	0,47	0,78	0,64	0,79

<sup>3</sup> Профиль 4, р. Куднадчай.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вынесем результаты кинематического анализа всех изученных объектов на диаграмму (рис. 7), в которой по горизонтальной оси откладываются значения кинематического внешнего сокращения ( $1/ES$ ), показывающие во сколько раз сократилась длина профиля, без рассмотрения его причин, а по вертикальной — амплитуда адвекции, т. е. кинематическая величина, измеряющая, как далеко зашел процесс адвекции. Опыт внешнего сжатия В. Н. Ларина (точка  $S$ ) располагается далеко от оси адвекции и близко к оси сокращения. Такое положение этой точки указывает на то, что процесс внешнего сокращения был ведущим в этом эксперименте. Адвективный эксперимент М. А. Гончарова (точка  $A$ ) располагается точно на оси адвекции; это указывает на то, что адвекция была здесь единственным процессом образования полученной структуры. Точки 1—9, отвечающие профилям через Тфансскую и Шахдагскую зоны Юго-Восточного Кавказа, расположены группой, в целом одинаково далеко от обеих осей. Из такого положения этих точек следует вывод, что ни чистое внешнее сокращение, ни чистая адвекция в отдельности не могли образовать исследованные структуры. Сочетание же этих процессов с кинематической точки зрения может дать удовлетворительную интерпретацию складчатости данного района.

Возникает вопрос: а не могло ли внешнее сокращение каким-либо образом трансформироваться в движения, эквивалентные адвекции, подобно тому, как это, вероятно, было в эксперименте В. Н. Ларина? В этом случае природную структуру можно было бы объяснить одним внешним сокращением, хотя и очень непростым. Прямого, точного ответа на этот вопрос сейчас дать нельзя, однако ряд косвенных оценок позволяет сделать некоторые предположения.

Прежде всего рассмотрим связь между полученными значениями внешнего сокращения и адвекции. Если адвекция является следствием внешнего сокращения, то следует ожидать между ними на-

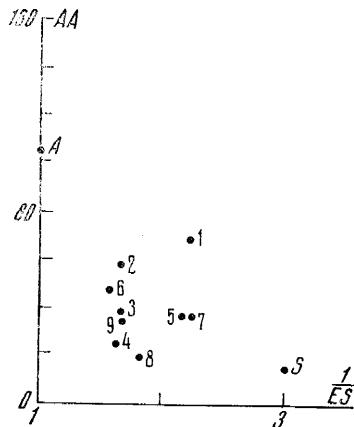


Рис. 7. Диаграмма сопоставления результатов кинематического анализа природных и экспериментальных объектов линейной складчатости. Точки с цифрами — номера профилей

Таблица 1

## Анализ структурного материала профиля по р. Фийчай

Номер участка *	Структурные признаки (формулы (1)–(3))						
	$H$ , м	$C_1$ , град	$A_1$ , град	$B_1$ , град	$K_1$	$l_o$ , м	$h_o$ , м
1	960	-14	113	2	0,39	1965,9	-110,5
2	910	-6	120	80	0,55	1330,0	-777,2
3	785	-7	120	-12	0,42	1492,7	38,7
4	595	-18	129	-21	0,48	675,1	29,9
5	610	-5	107	-21	0,38	1490,5	80,9
6	570	-6	90	-22	0,25	2267,5	42,4
7	460	-6	94	-34	0,60	755,0	163,4
8	640	-6	90	-32	0,29	2193,1	96,4
9	760	-4	90	-70	0,36	2105,2	741,5
10	785	-5	91	-26	0,70	1115,3	221,0
11	660	-4	77	1	0,35	1862,5	-20,8
12	525	-3	60	-72	0,34	1375,8	222,2
13	305	-5	54	-52	0,54	484,1	125,3
14	480	-3	60	-60	0,40	1069,2	185,9
15	575	-4	68	32	0,48	1139,3	-276,0
16	665	-2	50	43	0,38	1379,0	-1446,2

\* Участки нумеровались с юга на север, участок 16 доходит до Ахтычайского разлома.

Таблица 2

## Результаты кинематического анализа складчатости Тфанской и Шахдагской зоны

Основной параметр	Номер профиля								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Количество участков складчатости	16	9	8	17	11	8	6	16	7
Современная длина профиля, м	10 192	5995	7 329	14 446	9 664	10 030	5 474	19 922	6 394
Длина доскладчатого профиля, м	22 692	9895	12 220	23 436	21 116	15 833	12 470	36 093	10 675
Внешнее сокращение профиля	0,449	0,606	0,600	0,616	0,458	0,633	0,439	0,552	0,599
Среднее сокращение складок по профилю	0,400	0,516	0,560	0,596	0,444	0,557	0,427	0,543	0,563
Амплитуда адвекции	68	58	37	25	37	47	37	20	35

личия функциональной связи, когда рост внешнего сокращения вызывает увеличение адвекции. В статистике связь считается функциональной, если коэффициент корреляции больше 0,7 и чем ближе он к 1,0, тем сильнее выражена эта связь. Вычисленный для этих девяти профилей коэффициент корреляции ( $r=-0,21$ ) показал, что такая связь отсутствует — эти значения независимы.

Теперь попробуем оценить, хотя бы качественно, вклады внешнего сокращения и адвекции в то свойство складчатости, которое обычно имеется интенсивностью, напряженностью или морфологической сложностью [7]. Сравним попарно профили 1 и 5, 2 и 4, отличающиеся по амплитуде адвекции, но равные по размеру внешнего сокращения. Складчатость на профилях 1 и 2, там, где амплитуда адвекции выше, выглядит более сложной и напряженной, а на профилях 5 и 4 более простой и спокойной, что говорит об увеличении морфологической сложности складчатости с ростом адвекции (см. рис. 6). Если сравнивать профили, которые отличаются по внешнему сокращению, но равны по амплитуде адвекции, например 5 и 3, а также 7 и 9, то нельзя решить, какие из них являются более напряженными, что говорит о независимости морфологической сложности от внешнего сокращения. Проведенные количественные оценки этих связей (на технике которых мы не можем

останавливаться) подтверждают этот вывод: коэффициент корреляции между морфологической сложностью складчатости и амплитудой адвекции составляет 0,69, т. е. связь между ними близка к функциональной, а для внешнего сокращения —0,21, т. е. связь отсутствует.

Таким образом, получается, что при одном и том же внешнем сокращении может образоваться и простая, не слишком напряженная складчатость, состоящая из крупных спокойных складок, и складчатость интенсивная, состоящая из большого числа мелких напряженных складок. Сложность, напряженность складчатости зависит от процесса, который регистрируется предлагаемой методикой как кинематический процесс адвекции. Как мы показали выше по косвенным данным, эта адвекция никак не может быть следствием внешнего сокращения и является самостоятельным процессом.

В. Н. Шолло [10] при обосновании гипотезы глубинного диапиризма (адвекции) на материале Большого Кавказа указал на ряд черт, которые должны быть присущи адвективным структурам. Это прежде всего двугорбый веерообразный характер общей формы структуры, когда две крупные, относительно напряженные антиклинали имеют наклон осевых поверхностей складок по направлению друг к другу, разделены синклиналью или грабеном и ограничены с краев двумя не менее крупными относительно простыми синклиналями. Примеры таких структур — Сванетский антиклиниорий и флишевый синклиниорий южного склона Большого Кавказа. Как видно из профилей и описания складчатости, структура Тифанской зоны имеет именно такую адвективную форму.

Второй признак адвективной структуры — развитие процессов метаморфизма, приводящее к образованию аспидных сланцев и кливажа, что, по мнению В. Н. Шолло, свидетельствует о наличии процессов разуплотнения вещества, необходимых для адвекции. Глинистые породы изученного района испытали требуемый начальный метаморфизм, и в них наблюдается кливаж, причем наиболее сильно это проявляется в районах профилей 1 и 2, как раз там, где зафиксированы наибольшие амплитуды адвекции. Таким образом, по обоим известным признакам в исследованном районе должен был наблюдаться процесс адвекции, что еще раз подтверждает наш вывод об участии этого процесса в формировании изученной структуры.

Как нам кажется, точный ответ на вопрос о соотношении адвекции и внешнего сокращения можно получить с помощью серии экспериментов на эквивалентных материалах, в которой одному и тому же внешнему сокращению подвергалась бы толща с изменяющейся от опыта к опыту инверсией плотностей. Исследование кинематики этих экспериментов и сравнение с природными объектами может решить вопрос об участии в складкообразовании адвекции, вызванной инверсией плотностей. Для постановки таких экспериментов требуется совершенствование как оборудования, так и технологии опытов. Традиционное моделирование складчатости с участием только одного какого-либо процесса, разумеется, играет важную роль при изучении особенностей образующихся структур, но результаты такого моделирования, как это видно из рис. 7, довольно далеки от природы.

Процесс внешнего сокращения представляется также вполне реальным. Сокращение профилей в среднем в 2 раза при мощности чехла в 6—8 км и первоначальной ширине зоны в 20—30 км не может не захватывать геосинклинальный фундамент. Как указывает М. Л. Сомин [8], во многих участках перевальной полосы Главного хребта Западного Кавказа описаны достаточно интенсивные складчатые деформации, в которых участвуют и юрские слабометаморфизованные отложения, и породы доюрского кристаллического фундамента.

Предлагаемый кинематический анализ линейной складчатости, как мы видим, позволяет решать некоторые важные вопросы механизма образования линейной складчатости. Однако, разумеется, с его помощью вряд ли можно выяснить все основные аспекты этой сложной проблемы. Две получаемые характеристики: размер внешнего сокращения и ампли-

туда адвекции — не исчерпывают всего многообразия возможного проявления и других механизмов складкообразования, в частности глыбовых движений геосинклинального фундамента и оползания толщ со склонов тектонических поднятий. Такое ограничение методики препятствует широкому использованию уже полученных результатов; например, из них, по-видимому, рано делать какие-либо выводы геотектонического характера. Это обстоятельство заставляет стремиться к созданию более совершенных методик кинематического анализа, которые могли бы выявлять большее количество механизмов складкообразования.

## ВЫВОДЫ

1. Предлагается методика кинематического анализа линейной складчатости, основанная на модели, комбинирующей два складкообразующих процесса — адвекцию, при которой образование складок не требует внешнего сокращения структуры, и собственно внешнее сокращение. Методика позволяет выделять обе компоненты в любых объектах линейной складчатости в количественном виде. В методике используются структурные признаки (наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, размер горизонтального сокращения складок), которые можно находить и в природных структурах, и в экспериментальных моделях. Процедуры обработки данных одинаковы для любых объектов, что позволяет сравнивать эти объекты друг с другом по полученным результатам — амплитуде адвекции и внешнему сокращению.

2. Проведенный в качестве проверки методики анализ экспериментальной модели внешнего сокращения В. Н. Ларина и адвективной экспериментальной модели М. А. Гончарова показал, что методика дает возможность выделять и адвективную компоненту складчатости, и компоненту внешнего сокращения.

3. Исследование линейной складчатости Юго-Восточного Кавказа по предлагаемой методике выявило значительные величины обеих компонент. Это означает, что ни чистое внешнее сокращение, ни чистая адвекция в отдельности не могли образовать этих структур, а сочетание этих процессов может дать объяснение складчатости данного района.

4. Изучение корреляционных связей оценок внешнего сокращения и амплитуды адвекции между собой, а также их связей с напряженностью складчатости показало независимость процесса адвекции от внешнего сокращения структуры, его самостоятельность и реальность.

## Литература

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
2. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
3. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
4. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа//Геотектоника. 1981. № 1.
5. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 216 с.
6. Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 98 с.
7. Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л./Геотектоника. 1983. № 3. С. 87—98.
8. Сомин М. Л. О движениях, формировавших структуру Большого Кавказа//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 122—129.
9. Хайн В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.
10. Шолто В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
11. Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
12. Яковлев Ф. Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53 (5). С. 43—52.
13. Яковлев Ф. Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок//Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 70—76.

Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила в редакцию  
28.VI.1985