

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Е. Хаин. Современные представления о происхождении геосинклиальной складчатости	3
Г. Т. Собакарь. Индикаторы неоднородностей верхней мантии Земли (на примере Украины)	30
В. В. Киселев, В. Г. Королев. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма	41
В. К. Гавриш. Глубинные разломы и тектоническое районирование Доно-Днепровского прогиба	50
И. В. Архипов. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости	61
К. П. Плюснин. Системы регионального кливажа разлома на Урале	74
Г. Я. Дементьев. Глубинная структура Магнитогорского синклинория (по геофизическим данным)	87
Г. И. Амурский, Л. В. Косарев, В. Н. Семов. Разломная тектоника Туаркыра	94
В. Ю. Забродин, М. Т. Турбин. Крупнейшие разломы западной части хребта Джагды (Дальний Восток)	104
Я. П. Маловицкий. Об основных субмеридиональных дислокациях юга Европейской части СССР	115

Краткие сообщения

В. П. Преображенский. К вопросу о классификации тектонических структур платформ	123
--	-----

Хроника

Совещание Комиссии по Международным тектоническим картам (Москва, 10—13 июня 1969 г.)	127
---	-----

GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1970 r.

CONTENTS

V. E. Khain. Present-day concepts on the origin of geosynclinal folding	3
G. T. Sobakar. Indicators of heterogeneties of the Earth's upper mantle (con the example of Ukraina)	30
V. V. Kiselyov, V. G. Korolyov. On relation between initial and subsequent magmatism	41
V. K. Gavrish. Deep faults and tectonic zonation of the Don-Dnieper depression	50
I. V. Arkhipov. On structural heterogenety of tectonic arcs of Cenozoic folding areas	61
K. P. Plyusnin. Systems of regional fracture cleavage in the Urals	74
G. Ya. Dementjev. Deep structure of Magnitogorsk synclinorium (according to geophysical data)	87
G. I. Amursky, L. V. Kosarev, V. N. Syomov. Fault tectonics of Tuarkyr	94
V. Yu. Zabrodin, M. T. Turbin. The largest faults of the western part of the Dzhagdy range (the Far East)	104
Ya. P. Malovitsky. On the main sub-meridional dislocations of the south in the European part of the USSR	115

Short communications

V. P. Preobrazhensky. On the problem of classification of the platform tectonic structures	123
--	-----

Chronicle

Conference of the Commission on the International Tectonic Maps (Moscow, June 10—13, 1970)	127
--	-----

УДК 551.243

В. Е. ХАИН

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ *

В работе содержится критический обзор основных представлений о происхождении геосинклинальной складчатости на основе новейших геологических и геофизических данных. Автор приходит к выводу о том, что геосинклинальная складчатость образуется в условиях регионального тангенциального сжатия. Источник сил, вызывающих это сжатие, остается еще не выясненным; высказываются различные предположения.

1.

Известно, что в течение длительного времени проблема происхождения складчатости, под которой в то время понималась почти исключительно геосинклинальная складчатость, занимала центральное положение в геотектонике, поскольку считалось, что складкообразование непосредственно ведет к формированию горных сооружений. Лишь к тридцатым годам нашего века выяснилось, что складчатость и горообразование (орогенез s. str.) — это два различных, хотя часто парагенетически связанных процесса. С тех пор проблема генезиса складчатости оказалась отодвинутой на второй план и внимание тектонистов все более сосредоточивалось на вопросах происхождения горных сооружений разных типов и (особенно в последнее время) океанов и срединно-океанических хребтов. Между тем сама проблема генезиса складчатости отнюдь не потеряла своей остроты и своего большого значения для решения основной задачи геотектоники — выяснения причин и механизма движений и развития земной коры. Действительно, от принятия того или иного механизма складкообразования в значительной степени зависит выбор между «вертикалистской» и «горизонталистской» концепциями тектогенеза в целом. Это хорошо понимали наиболее выдающиеся тектонисты-теоретики современности и поэтому уделяли и уделяют в своих работах существенное место проблеме происхождения складчатости.

В нашей стране наиболее последовательно и настойчиво работал в этом направлении В. В. Белоусов, продолжая и развивая идею своего учителя М. М. Тетяева об образовании всех типов складчатости под действием вертикально направленных усилий и о трансформации этих вертикальных усилий в горизонтальные в процессе возникновения геосинклинальной складчатости. Представления о конкретном механизме такой трансформации неоднократно менялись за истекшие со времени появления первого издания книги М. М. Тетяева тридцать с лишним лет. В. В. Белоусов и его сотрудники осуществили за это время большой

* Доклад на сессии Тектонического комитета СССР 7.I.1969 г.

объем специальных полевых исследований, главным образом на Кавказе, а также лабораторных работ по моделированию складок и даже целых складчатых сооружений с помощью вертикальных движений. В. В. Белоусовым (1969) был изложен новейший вариант данной концепции, несомненно гораздо более полно разработанный, чем предыдущие, и представляющий весьма значительный интерес. Вряд ли, однако, можно констатировать, что проблема происхождения геосинклинальной складчатости уже получила в этих исследованиях окончательное решение.

За рубежом сходное направление исследований с неменьшим постоянством развивает известный голландский тектонист Р. В. ван Беммелен. Однако он считает геосинклинальную складчатость и сопутствующие ей шарьяжи практически целиком гравитационными, допуская вместе с тем, что гравитационное скольжение может осуществляться в тектоносфере на разных уровнях, не только в пределах и в основании осадочного чехла. За последние десятилетия Беммелен (Bemmelen, 1936, 1965, и др.) попытался применить свою схему к ряду складчатых горных сооружений — Индонезия, Альпы, Тель-Атлас, Бетская Кордильера и др. В США эта концепция недавно была применена к Скалистым горам Р. Шолтенем (Scholten, 1968, рис. 1).

Третье направление получило свое развитие начиная с известных работ австрийского геолога О. Амферера (Amferer, 1906) и первоначально было связано с проблемой поисков корней альпийских шарьяжей. В работах Амферера и его последователя немецкого ученого Э. Крауса в многочисленных публикациях которого (Kraus, 1951 и др.) эта система взглядов получила наиболее полное выражение и развитие, классическая контракционистская концепция шарьяжей как огромных лежащих складок, возникших в обстановке сжатия геосинклинали в тисках ее платформенных форландов, подверглась серьезной критике. Амферер и Краус указали на то, что зоны, которые могут рассматриваться как области корней шарьяжей, в действительности представляют собой зоны рубцов (Narbe), где фациальные аналоги шарьированных толщ либо вообще не представлены, либо представлены лишь очень узкими полосками, в крайне пережатом виде. В поисках объяснения этого факта Э. Краус пришел к гипотезе засасывания (Verschlukung) осадочного содержимого геосинклинали под действием направленных к ее оси и вниз подкорковых течений. Эта гипотеза была принята также А. Холмсом (Holmes, 1944) и казалось бы нашла подтверждение в известных экспериментах Д. Григгса (Griggs, 1936).

В советской литературе идеи Амферера — Крауса наибольшую поддержку получили со стороны Г. Д. Ажгирея (1966) и П. Н. Кропоткина (1967). На близких позициях стоит современный западнонемецкий исследователь Г. Вундерлих, посвятивший ряд ценных работ (Wunderlich, 1966, 1967, 1968) анализу складчатой структуры варисцид и альпид Западной Европы.

В качестве четвертого направления в истолковании генезиса геосинклинальной складчатости следует рассматривать представления А. В. Пейве (1960 и др.) об образовании этой складчатости в результате смятия осадочных толщ при сближении и надвигании одних глыб коры на другие в процессе их тангенциальных смещений. В работах А. В. Пейве и его сотрудников (Суворов, 1968 и др.) подчеркивается сопряженность сдвиговых и надвиговых перемещений; что же касается причины горизонтальных движений блоков коры, то она усматривается в изменениях ротационного режима планеты и связанных с этим напряжениях в литосфере. В определенной степени концепция А. В. Пейве сходна с концепциями мобилистов; однако современные мобилисты (неомобилисты) уделяют основное внимание не складчатости, а происхождению океанов.

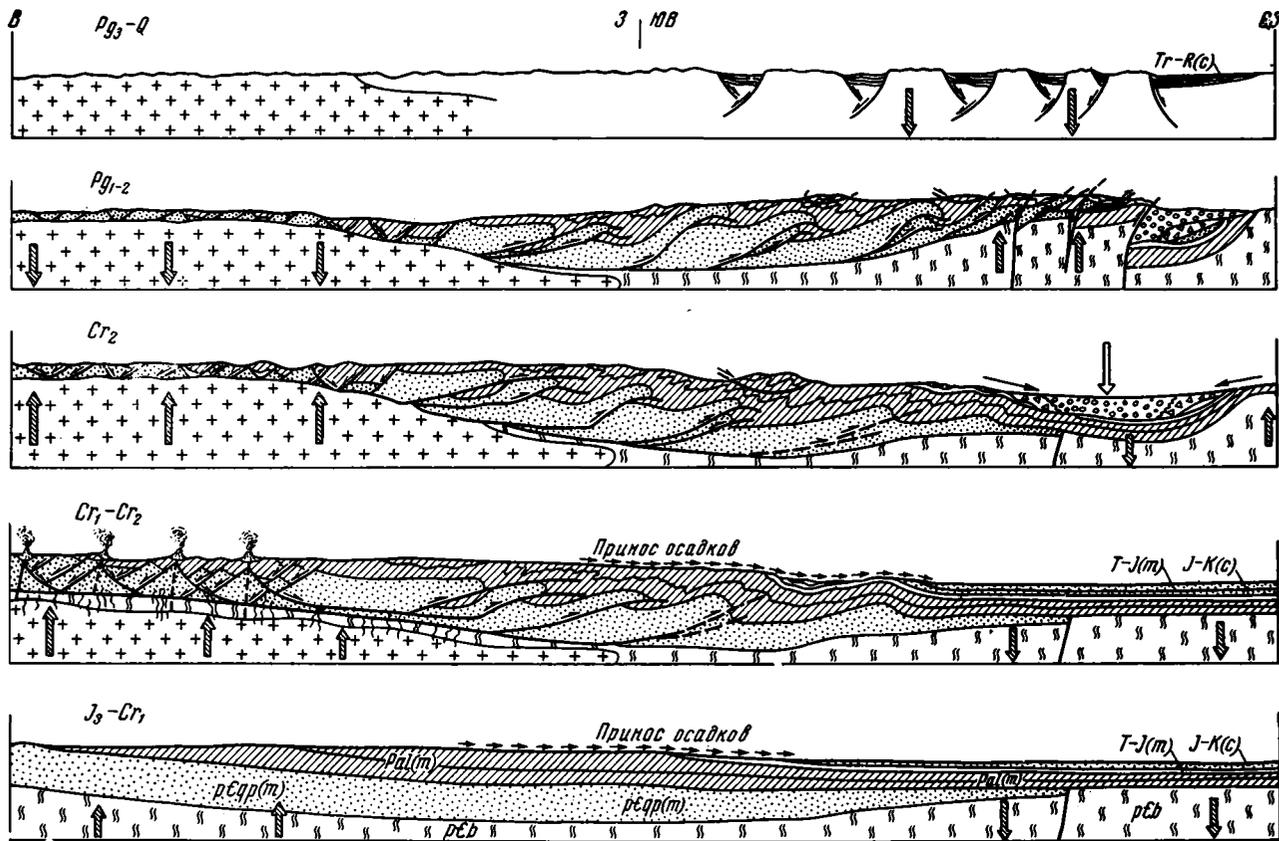


Рис. 1. Схематическое изображение пяти стадий тектонического развития Скалистых гор к востоку от батолита Айдахо, основанное на унадационной модели (по Р. Шолтену).

Альтернатива профилям II и III — модель с вовлечением в скольжение и надвигание также добельтского основания. рСб — докембрийский кристаллический фундамент (добелт); рСqr — позднекембрийские (белтские) кварциты и пелиты (и их метаморфические эквиваленты близ батолита Айдахо); Pal — палеозойские слои; T-J — триасовые и юрские слои; J-K — поздняя юра, нижние и среднелювые слои; T₂-R — отложения от среднетретичных до современных; (m) — морские, (c) — континентальные

Таковы основные направления в разработке проблемы генезиса геосинклинальной складчатости. Рассмотрим теперь, каковы современные фактические данные о строении складчатых сооружений и об истории их формирования.

2.

Одним из важнейших результатов новейших исследований складчатых систем надо считать выявление принципиальных различий в строении их внешних, миогеосинклинальных и внутренних, эвгеосинклинальных зон. Эти различия имеют не меньшее, а, пожалуй, большее значение, чем различия в степени проявления инициального магматизма, которые послужили для Г. Штилле и Дж. М. Кэя основой выделения мио- и эвгеосинклиналей.

Миогеосинклинали, по данным геофизики и бурения, подстилаются складчатым фундаментом, представляющим собой прямое продолжение фундамента смежных платформ и более или менее плавно, но глубоко погружающимся в направлении границы миогеосинклиналь-эвгеосинклиналь. В некоторых случаях склон фундамента осложняется вертикальными или субвертикальными разломами, но это обстоятельство не имеет, как мы увидим ниже, существенного значения в образовании складчатости.

Складчатость осадочного чехла миогеосинклиналей оказывается, как правило, резко дисгармоничной по отношению к пологой наклонной поверхности фундамента и характеризуется общим движением масс в направлении платформы. Соответственно складки являются асимметричными, скошенными и нередко опрокинутыми в этом направлении; надвиги и даже шарьяжи представляют собой распространенное явление. В подошве сорванного с фундамента чехла они обычно сливаются в единую субгоризонтальную, чаще наклоненную внутрь складчатого сооружения, поверхность срыва. Сам срыв происходит или по эвапоритам или по глинистым пачкам. Тильное ограничение внешних зон складчатых сооружений представлено надвигом образований внутренних зон, варьирующим в своей крутизне и горизонтальной амплитуде.

Такая картина строения внешних, миогеосинклинальных зон складчатых систем подтверждается в настоящее время многими примерами. Одним из них, наиболее убедительным по степени своей обоснованности фактическим материалом, являются Скалистые горы Канады (рис. 2), южная часть которых хорошо изучена бурением и сейсморазведкой (Bally et al., 1966), и внешние зоны Южных Аппалачей, также достаточно интенсивно разбуренные (рис. 3; Роджерс, 1968). В Аппалачах следует обратить внимание на последовательное и притом скачкообразное перемещение базальной поверхности сорванного чехла с более древних и глубоко залегающих горизонтов повышенной пластичности на все более молодые и залегающие выше. Соответственно мощность сорванной и перемещенной в сторону платформы пластины прогрессивно уменьшается в том же направлении. Совершенно аналогичная картина наблюдается в Скалистых горах Канады и может считаться, очевидно, общим правилом.

Классической областью, резко дисгармоничной по отношению к фундаменту складчатости чехла, издавна, после работы А. Буксторфа (Buxtorf, 1907), является область Юрских гор. Правда, в последние два десятилетия делались попытки (Белусов, 1962; Aubert, 1959 и др.) связать образование складчатой структуры Юрских гор с движениями блоков фундамента, но недавний глубокий анализ проблемы, сделанный швейцарским ученым Г. Лаубшером (Laubscher, 1961) показал, что концепция Буксторфа остается наиболее правдоподобной основой

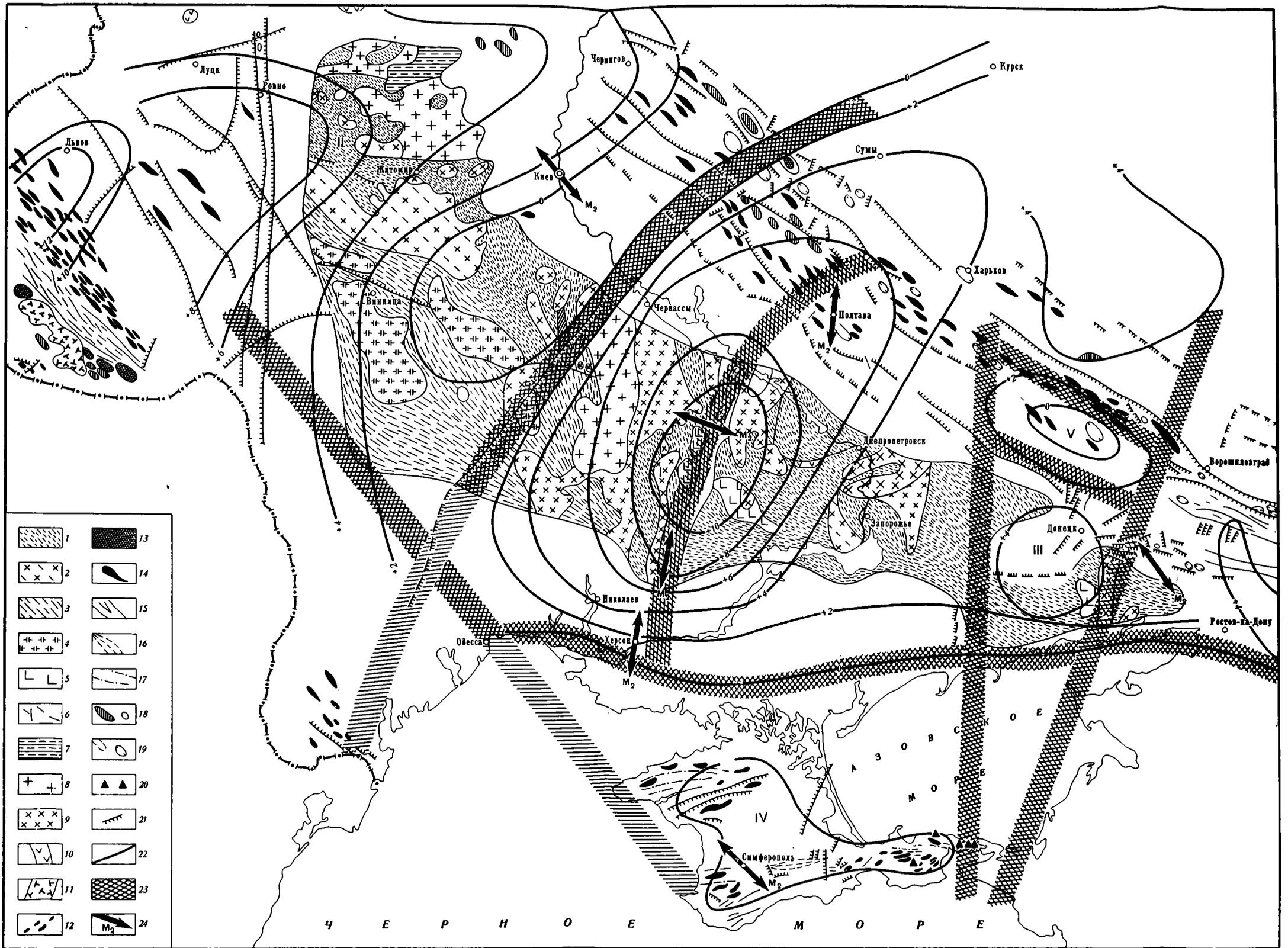


Рис. 1. Карта тектоники и современных движений земной коры Украины

1—2 — Днепровская складчато-интрузивная зона: 1 — складчато-метаморфический комплекс, 2 — магматический комплекс (граниты чудново-бердичевского типа); 3—4 — Днепровско-бугская складчато-интрузивная зона: 3 — биотито-плагноклазовые гнейсы, мигматиты; 4 — чарнокито-монцитовая формация и кордиерито-гранатовые граниты; 5—6 — Криворожская складчато-интрузивная зона: 5 — крупнозернистые чернокварцевые граниты, красные аплитовидные граниты, 6 — криворожская осадочно-метаморфическая серия; 7 — Овручская складчато-интрузивная зона; 8—9 — интрузивные образования: 8 — осницкие и пержанские граниты, граносиениты и др., 9 — порфиоровые серые граниты; 10 — Ратненский и Мекашевицкий горсты; 11 — вулканические Карпаты; 12 — вулканические образования; 13 — реликты герцинских и более древних структур в зоне альпийской складчатости; 14 — складки осадочных толщ на платформе (Днепровско-Донецкая впадина, Воыно-Подольская плита, Галицко-Воынская синеклиза)

и в прогибе (Северо-Крымский и Карпатский); 15 — складки осадочных толщ альпийской геосинклинальной зоны и Донецкого кряжа; 16 — осевая зона синклиниория Горного Крыма; 17 — оси погружения в отдельных районах; 18 — соляные структуры в границах Днепровско-Донецкой впадины и Закарпатья; 19 — синклинали Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины; 20 — грязевые вулканы на Керченском полуострове; 21 — тектонические разломы; 22 — изодинамы современных движений земной коры, мм/год; 23 — зоны глубинных нарушений: Керченско-Донецкая (I), Павлоградско-Орехово-Азовская (2) и др.; 24 — направления длинных осей аномальных эллипсов приливных наклонов (вне масштаба; M_2 — волна, по которой построен эллипс). Неоднородности верхней мантии: I — Центральноукраинская, II — Западноукраинская, III — Восточноукраинская, IV — Крымская, V — Донбасская

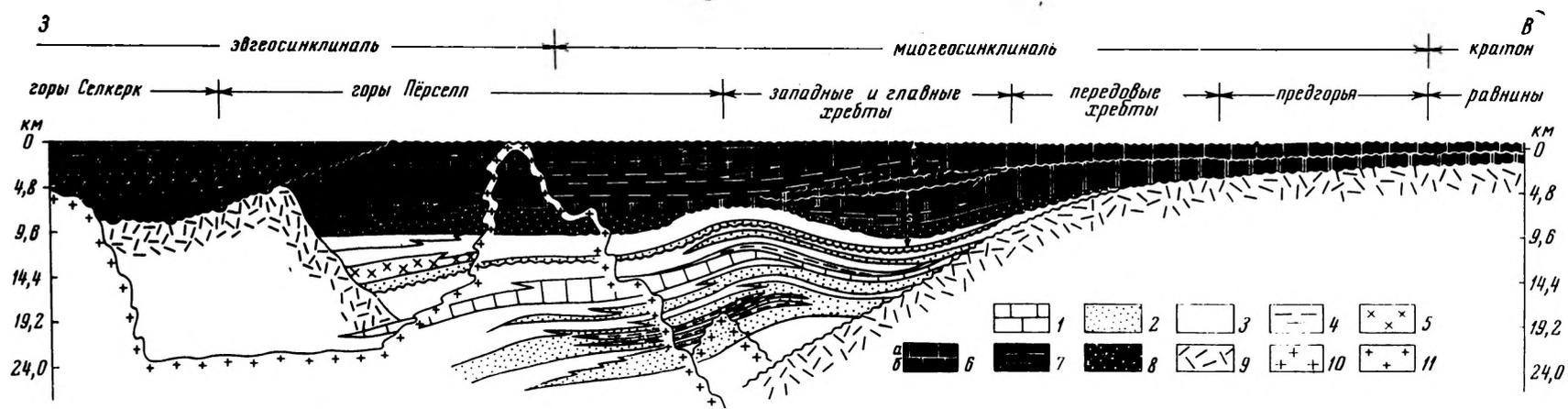
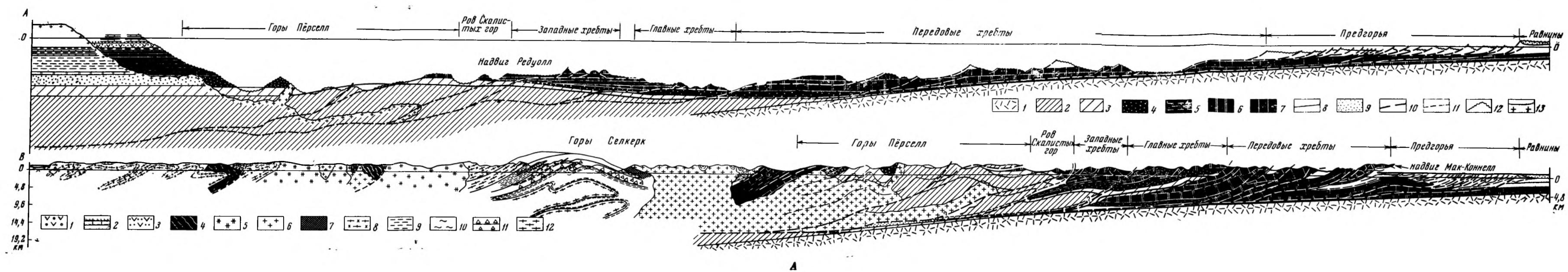


Рис. 2. Геологический профиль Южных Скалистых гор Канады (по А. У. Белли, П. Л. Горди и Г. А. Стюарту)

А (вверху) — реставрация первоначального залегания слоев. 1 — фундамент «гудзонского» возраста; 2 — протерозой — серия Перселл; 3 — протерозой — серия Уиндермир; 4 — нижний палеозой — обломочные породы; 5 — то же, глинистые породы; 6 — то же, карбонатные породы; 7 — верхний палеозой — карбонатные породы; 8 — мезозойские обломочные породы; 9 — третичные обломочные породы; 10 — надвиги; 11 — то же, повторно активизированные как пологие сбросы; 12 — современный уровень размыта; 13 — верхний фронт гранитных батолитов (внизу) — наблюдаемый профиль. 1 — палеоцен — эоцен — вулканогенные и обломочные породы; 2 — триас — группа Слокан; 3 — триас — группа Касло; 4 — пермь; 5 — сиениты, монзониты, граниты (третичные); 6 — граниты, кварцевые монзониты и монзониты (третичные, юрские); 7 — милонитизированные монзониты; 8 — метаморфиты — гнейсы, смешанные с гранитными породами; 9 — метасадки с прослоями гранита; 10 — кварцево-полевошпатовые прослои; 11 — очковые гранодиоритовые гнейсы с прожилками; 12 — гнейсы, гранито-гнейсы.

Б — Палеотектонический профиль геосинклинали Скалистых гор. 1—5 — протерозой: 1 — карбонатные породы; 2 — кварциты; 3 — глины — аргиллиты; 4 — силлы основных пород; 5 — вулканиты; 6—8 — палеозой: 6а — карбонатные породы верхнего палеозоя; 6б — то же, нижнего палеозоя; 7 — глины; 8 — песчаники; 9 — докембрийский фундамент; 10 — докембрийские интрузии; 11 — ларамийские интрузии; «Последовательности» (структурные этажи) — К — Каскасия (D₂—D₃); Т — Типпекано (O—D₁); S — Саук (Уиндермир — Ст—O₁); SK — Сукумчук (Перселл)

объяснения генезиса юрской складчатости. Это вытекает, в частности, из непараллельности простираения разломов фундамента и складок чехла.

Строение внешних зон Восточных Альп и Западных и Восточных Карпат характеризуется, как известно, развитием серии крупных, наложенных один на другой шарьяжей, состоящих в Карпатах целиком из флишевых, а в Альпах также из карбонатных отложений. Как показали материалы бурения и сейсмических исследований, на относительно небольшой глубине эти шарьяжи, направленные

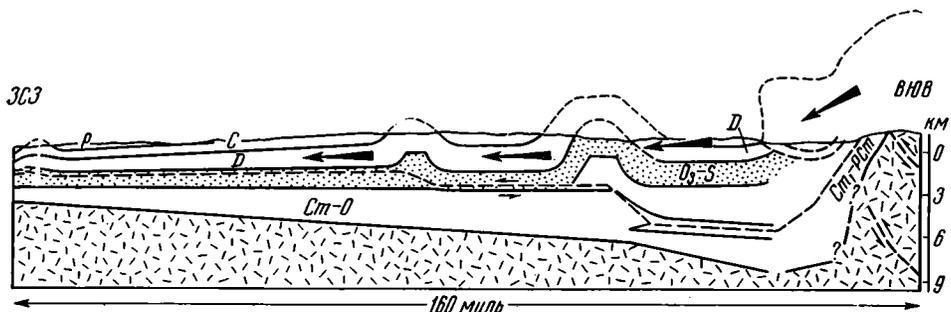


Рис. 3. Схематический профиль через Центральные Аппалачи, Вирджиния — Зап. Вирджиния (по В. Е. Гвинну).

В принятой на рис. 3 интерпретации главный пластовый надвиг или надвиги должны выходить на поверхность в восточной части Большой Долины или Голубых гор. Возможно, впрочем, что Голубые горы представляют бескорневой массив, передвинутый к северо-западу вдоль крупного надвига и перекрывающий палеозойские породы

в сторону передовых прогибов и платформы, ограничиваются общей поверхностью смещения, срыва, залегающей практически субгоризонтально (рис. 4 и 5). Аналогичная структура, вероятно, свойственна внешним зонам Динарид и Элленид (Чирич, 1967 и др.), причем новые данные бурения показали, что в основании мезо-кайнозойского разреза здесь залегают пермские (и, или триасовые?) эвапориты, по которым, вероятно, и произошел общий срыв мезо-кайнозойского выполнения миогеосинклинали со смещением в сторону Адриатики.

Принципиально та же картина строения, что и в Альпах и Карпатах, свойственна Скандинавским жаледам (Хольтедаль, 1957 и др.), причем здесь тектоническое налегание аллохтона по почти горизонтальной поверхности на автохтон наблюдается непосредственно в обнажениях и поэтому было установлено еще в конце прошлого века.

На Большом Кавказе преобладает, как также давно известно, движение масс к югу, приводящее к образованию у подножия южного склона системы шарьяжей флишевой зоны на молассовые толщи Куринского межгорного прогиба. Сами молассы смяты в серию скошенных к югу и нарушенных крутыми у поверхности надвигами складок (рис. 6). Эта южная вергентность сохраняется в Среднекуринской впадине вплоть до ее южного борта; южным ограничением всей складчатой молассовой зоны служит здесь совпадающий с долиной р. Куры и поэтому названный Куринским надвиг, за которым начинается уже область северного склона Малого Кавказа, где на очень небольшой от поверхности глубине континентальный верхний плиоцен подстилается меловыми отложениями. Уже довольно давно Н. Б. Вассоевич (1936) высказал предположение, что вся система складок моласс Среднекуринской впадины сорвана и смещена к югу по высокопластичной майкопской серии. Это предположение, на мой взгляд, остается в силе, но недавние исследования грузинских геофизиков-нефтяников (сейсморазведка) показали, что существует резкая дисгармония и в неогеновом

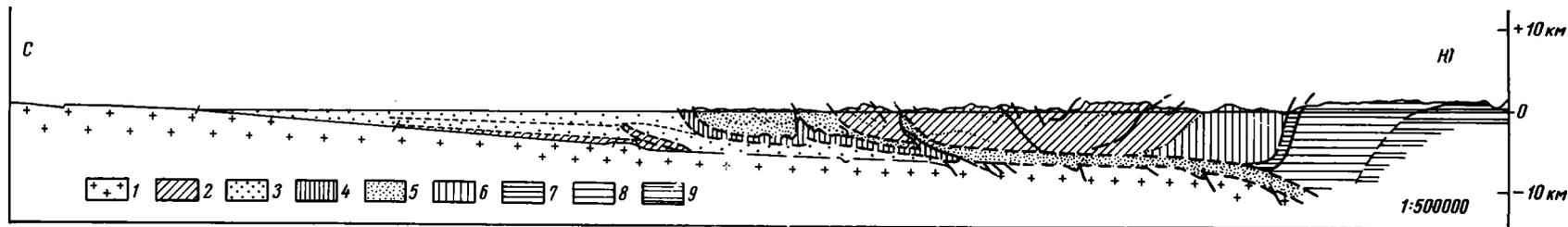


Рис. 4. Геологический профиль через Австрийские Альпы (по П. Бек-Манатетта)

1 — внеальпийский кристаллический фундамент; 2 — внеальпийский мезозой; 3 — моласса Передового прогиба; 4 — Гельветская зона; 5 — Флишевая зона; 6 — мезозой северных Известняковых Альп; 7 — палеозой Граувакковой зоны; 8 — мезозой Центральных Альп; 9 — Пеннинская зона

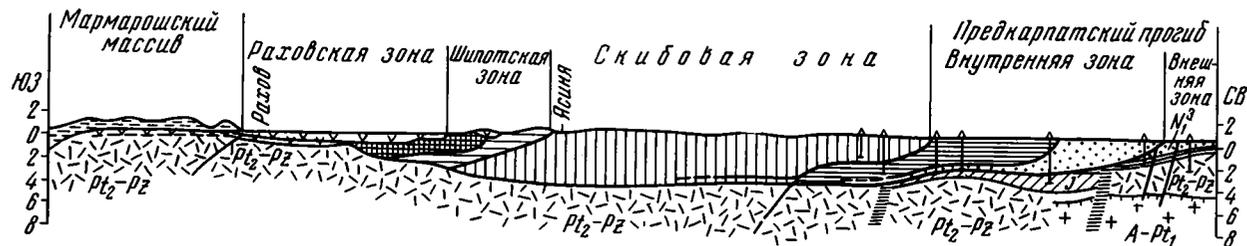


Рис. 5. Глубинный поперечный профиль через восточную часть Советских Карпат (по М. А. Беэру)

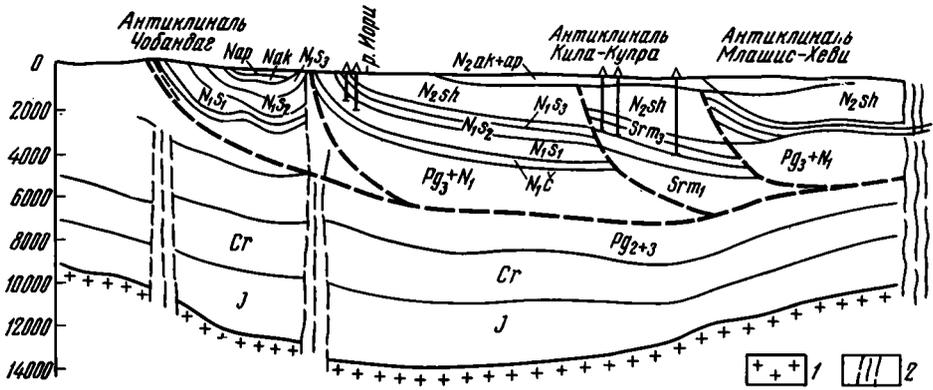


Рис. 6. Сейсмологический разрез через Среднекуринскую впадину в Степной Кахетии (по М. С. Иоселиани)

Соединение надвигов в единую поверхность в подошве майкопской серии сделано автором

комплексе, со срывом и интенсивным смятием его верхних горизонтов. Можно полагать, что Куринский надвиг служит выходом на дневную поверхность основной поверхности смещения в подошве молассового комплекса.

Северный склон Большого Кавказа и окаймляющие его передовые прогибы до самого последнего времени считались достаточно спокойными. Поэтому некоторой неожиданностью является недавнее открытие бурением направленных к северу надвигов в мезозое в Терском хребте и в Приморском Дагестане, в осевой зоне одноименного передового прогиба. Это напоминает положение в Аппалачах, где надвиги, установленные бурением, затухают, не достигая поверхности, и может свидетельствовать об общем смещении масс в северном крыле Восточного Кавказа к северу, возможно вдоль соленосной толщи верхов юры, обнаруженной бурением на западном замыкании Терского прогиба, в районе г. Прохладного.

Новейшие данные по северному обрамлению Копетдага также указывают на горизонтальные смещения альпийского комплекса к северо-востоку, в направлении Предкопетдагского прогиба и Туранской плиты. Такими данными являются: пологий надвиг верхней юры на палеоген, вскрытый скважиной в районе Фирюзы, к югу от Ашхабада, концентрация очагов землетрясений в подошве осадочного чехла в Предкопетдагском прогибе (Рустанович, 1967), горизонтальные смещения до 1,8 м, обнаруженные повторной триангуляцией после Ашхабадского землетрясения 1948 года (Курбанов, 1968).

По отношению к Таджикской депрессии, прилегающей с запада к альпийскому сооружению Памира, уже в начале эпохи ее детальных исследований было высказано предположение о срыве ее достаточно сложно смятого чехла по подошве соленосной верхней юры (Херасков, 1932; Чихачев, 1934). В настоящее время это представление подкрепляется обнаружением в результате глубокого бурения довольно значительных надвигов и первыми результатами сейсморазведки. На северо-восточном окончании депрессии эти надвиги, в особенности крупнейший из них — Вахшский, хорошо выражены уже на поверхности.

Значительный масштаб направленных в сторону передовых прогибов и платформы горизонтальных перемещений все больше выясняется для Верхоянской складчатой системы, особенно ее меридионального отрезка (Натапов, 1968 и др.). Срыв, скорее всего, произошел по эвапоритовому девону. Структуры более внутренних райо-

нов Верхоянья также свидетельствуют о своем образовании в условиях горизонтального, направленного с востока сжатия, как убедительно показал Л. П. Зоненшайн (1965) и недавно подтвердил И. М. Сборщиков (1969). Складчатость южного Верхоянья, в частности хр. Сетта-Дабан, также может являться дисгармоничной по отношению к фундаменту и образованной вследствие общего смещения масс в сторону платформ. К такому выводу пришел в последнее время А. Л. Ставцев

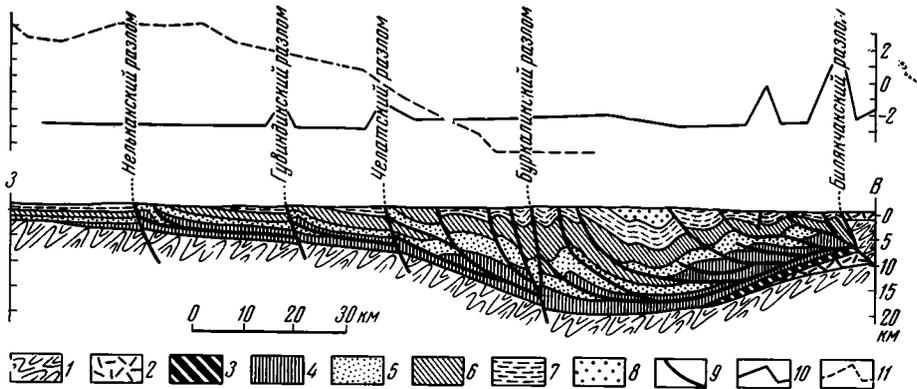


Рис. 7. Широтный профиль через южное Верхоянье (по А. Л. Ставцеву)

1 — архейский кристаллический фундамент; 2 — среднепротерозойские образования, вулканическая серия; 3—6 — верхнепротерозойские образования: 3 — учурская серия; 4 — игнаканская серия; 5 — майская серия; 6 — уйская серия; 7 — вендские, нижне- и среднепалеозойские образования; 8 — верхнепалеозойские образования; 9 — разломы; 10 — график ΔT в миллиэрстах; 11 — график $\Delta \rho$ в условных единицах

(1968), указав, что установившемуся ранее мнению о связи складчатости этой зоны с блоковыми перемещениями фундамента противоречит характер гравитационного поля, отсутствие над границами предполагаемых блоков гравитационных ступеней (рис. 7).

Еще одной областью, которую здесь следует иметь в виду, является Ангаро-Ленский прогиб на границе Сибирской платформы с Байкальской складчатой системой, хотя этот прогиб скорее относится к категории перикратонных (Павловский, 1960), чем передовых¹ и тем более миогеосинклинальных. Но структура этого прогиба весьма характерна: как и на периферии Аппалачей она отличается очень постепенным и плавным погружением фундамента и самых нижних горизонтов чехла в сторону Байкальской системы и резко дисгармоничным смятием кембро-ордовикского комплекса, начиная внизу с соленосной толщи нижнего кембрия. Асимметрия складок, перемещения по надвигам свидетельствуют об общем смещении масс от Байкальской системы, причем на границе с последней теперь установлено ее надвигание на прогиб. Интересно, что и в этом регионе, как и в Аппалачах и Юрских горах, простираение немногочисленных и малоамплитудных разрывов фундамента не совпадает с простираением складок и разрывов чехла (Карасева, 1967).

На западном склоне Урала мы находим ряд знакомых уже по другим областям черт строения. Геофизики (Ярош, 1968 и др.) уверенно установили, по характеру гравитационного и магнитного поля, погруженное продолжение фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах всей миогеосинклинали западного склона, вплоть до ограничивающего ее антиклинория хр. Уралтау. Существование доволь-

¹ Характер передового прогиба он, вероятно, имел (вернее, его юго-восточная часть) в позднем рифее.

но значительных надвигов в этой же зоне получило подтверждение в работах М. А. Камалетдинова (1968 и др.). Теперь остается доказать дисгармонию между чехлом и фундаментом, которая в свете этих данных представляется более чем вероятной.

К числу приведенных примеров можно добавить еще два, относящихся к южному обрамлению альпийского пояса Среднего Востока. Речь идет, во-первых, о Внешней зоне Загроста, явно наложенной на глубоко (более 10 км) погруженный край Африкано-Аравийской платформы. В основании слагающего ее мощного комплекса фанерозойских осадков залегает соленосная толща вендского возраста, по которому она, вероятно, и сорвана с фундамента и перемещена в направлении приподнятой части платформы. Тыльным ограничением зоны служит Главный надвиг Загроста, по которому гетеропические отложения Внутренней зоны этого складчатого сооружения надвинуты на Внешнюю зону.

Во-вторых, следует упомянуть о периферических структурах западного окончания Гималаев, в районе их стыка с Сулейман-Киртарской складчатой системой. Здесь обращает на себя внимание сложное строение Соляного кряжа на северном краю Индостанской платформы, с чешуйчатыми надвигами в направлении последней. Эта сложность явно связана с залеганием в основании чехла того же, что и в Загросте, соленосного венда. По этой высокопластичной толще и происходило скольжение лежащих выше слоев, под влиянием напора со стороны внешней складчатой зоны Хазары, также, вероятно, сорванной с фундамента. Играло, вероятно, определенную роль и выжимание соли из-под глубокого Потварского передового прогиба, отделяющего Соляной кряж от зоны Хазары. Своим расположением по другую сторону молассового прогиба Соляной кряж напоминает Юрские горы.

Приведенных примеров, относящихся к периферическим частям складчатых систем самого различного возраста — от байкалид и каледонид до мезозой и альпид, очевидно вполне достаточно, чтобы прийти к заключению, что отмеченные в начале особенности строения внешних, миогеосинклинальных зон, действительно, являются для них вполне типичными. Они красноречиво свидетельствуют о поверхностном, дисгармоничном по отношению к фундаменту, характере их деформаций¹, отражающих общее перемещение масс в направлении платформы и явно связанных с импульсами, исходящими из внутренних частей геосинклинали, или с поддвигом платформы под геосинклиналь, но никак не с блоковыми движениями фундамента.

Существует, очевидно, лишь три возможных объяснения происхождения миогеосинклинальной складчатости: 1) гравитационное сползание осадков с внутренних зон складчатого сооружения; 2) сжатие осадочного выполнения миогеосинклинали под действием надвига внутренних зон; 3) подвиг фундамента платформы под геосинклиналь.

Первому объяснению противоречат следующие обстоятельства. Во-первых, на большем отрезке поперечного сечения миогеосинклиналей и передовых прогибов фундамент или воздымается в сторону платформы или залегает практически горизонтально (Альпы, Карпаты). Следовательно, перемещение масс должно происходить не вниз, а вверх по склону фундамента, за исключением участка, непосредственно прилегающего к внутренним зонам. Конечно, можно допустить некоторое «взбегание» сползающих масс под влиянием инерции, но вряд ли оно может достигнуть необходимых размеров. Во-вторых, во многих случаях во внутренних зонах мы находим отложения одновозрастные таковым внешним зон, но представленные в иных фациях; примером могут служить

¹ В последние годы на таком поверхностном характере деформаций складчатых зон усиленно настаивает П. Е. Оффман (1968) и в отношении передовых прогибов и миогеосинклиналей он вполне прав, но нельзя никак согласиться с распространением этой закономерности и на внутренние зоны (см. ниже).

внутренние зоны Карпат с их нефлишевым мелом и палеогеном. В-третьих, в зоне сопряжения внешних и внутренних зон отложения первых обычно уходят под надвиг вторых, между тем как в случае гравитационных покровов поверхность шарьяжа здесь должна воздыматься и выходить в воздух (лишь в отдельных, очевидно достаточно редких случаях, можно допустить ее вторичное тектоническое перекрытие).

Все эти особенности строения внешних зон не позволяют принять гравитационный механизм как основной и универсальный для образования их складчато-надвигового строения. Только в некоторых регионах мы находим во внешних зонах тектонические покровы, несомненно исходящие из внутренних зон и, весьма вероятно, имеющие гравитационное происхождение. В этих случаях фации отложений, действительно, соответствуют фациям внутренних зон, во внутренних зонах устанавливается область тектонической денудации, а поверхность шарьяжа и фундамента воздымается в глубь складчатой системы. Примерами таких шарьяжей могут служить покровы Предальп в Швейцарских и Эмбрюне-Юбей во Французских Альпах, Таконский шарьяж в северных Аппалачах, возможно Баскальский и Астраханский покровы на юго-восточном Кавказе (Воскресенский, 1958, Шурыгин, 1967). Но и в случае шарьяжей данного типа «первотолчком» часто могло служить общее сжатие.

Более вероятной причиной формирования складчатости и надвигов внешних зон является тангенциальное давление, направленное со стороны внутренних зон и связанное с их надвиганием на первые. Образование складчато-надвиговой структуры миогеосинклиналей в обстановке общего ориентированного сжатия подтверждается как морфологией отдельных складок и поведением образующих их слоев (см., например, Зоненшайн, 1965), так и характерным рисунком сдвигов, установленным, в частности, в Копетдаге Л. М. Расцветаевым (1966)¹ и в советских Карпатах М. А. Безром (1968).

Однако и эта гипотеза наталкивается на трудности. К ним относится, в частности, невозможность общего перемещения масс мощностью до нескольких километров на расстояние, нередко превышающее сотню километров, под влиянием импульса, приложенного к тыльной части пластины. Это затруднение в значительной мере снимается тем обстоятельством, что смещение происходит по высокопластичным породам, часто по ангидритам, с учетом соображений, изложенных в работах М. Хабберта и В. Руби (Hubbert a. Rubey, 1969 и др.) и Л. В. Белякова (1969). Но существует и вторая трудность — масштабы перемещения и требуемого сжатия обычно оказываются значительно большими, чем масштабы, по крайней мере видимые, надвига внутренних зон, поскольку поверхность этого надвига обычно наклонена под углом не менее 45°. Правда, можно допустить, и в ряде случаев для этого имеются основания, что с глубиной эта поверхность выполаживается и действительная амплитуда надвигания значительно больше видимой. Кроме того, очень существенное значение может иметь выжимание пластичных и обычно более легких поднадвиговых масс внешних зон из-под надвинутых более плотных, нередко кристаллических или метаморфических образований внутренних зон (Wunderlich, 1967).

В целом именно этот механизм привлекает наибольшее внимание. Что же касается третьего возможного объяснения генезиса складчатости внешних зон — в результате поддвига фундамента платформы, то его активным проponentом был в свое время Г. Штилле применительно к Карпатам (Stille, 1953); недавно к аналогичной возможности обратились авторы приведенного выше профиля Кордильер Канады. Наиболь-

¹ Интересно, что швейцарский геолог А. Губер, работавший в Иранском Копетдаге, независимо пришел к аналогичным заключениям (доклад на коллоквиуме по альпийской зоне Ближнего и Среднего Востока в Баку).

шие затруднения данный механизм, наиболее отвечающий классическим контракционистской или мобилистской концепциям, встречается при попытке его приложения к круто изогнутым складчатым системам, например Альпийско-Карпатско-Балканской дуге, на что уже давно указывал В. В. Белоусов (1948), а в последнее время Ж. Обуэн (Aubouin, 1965). Кроме того, с позиций этой гипотезы следовало ожидать, как также отмечал В. В. Белоусов, более раннего образования складок в периферических частях складчатых сооружений и более позднего — во внутренних, тогда как в действительности последовательность обратная. Наконец, перемещение платформ требует или существенного общего сжатия коры или образования в тылу крупных зон растяжения. Такие зоны в некоторых случаях могут быть указаны: например, зона моря Баффина — пролива Дэвиса — Лабрадорского моря в тылу Канадского щита возникла примерно одновременно со складчатостью Кордильер во второй половине мезозоя). В других же случаях существование таких зон остается неясным. Все это порождает большие сомнения в реальности данного механизма, но, как будет показано ниже, он не может быть категорически отвергнут.

В общем же следует отметить, что проблема происхождения складчатости внешних зон не может быть решена в отрыве от рассмотрения складчатых сооружений в целом, и следовательно, их внутренних зон, тем более что скорее всего она находится в причинной зависимости от процессов, происходящих именно в этих внутренних зонах. Перейдем поэтому к анализу строения последних.

3.

Резкий контраст в строении внешних и внутренних зон складчатых систем был подмечен еще В. Бухером (Bucher, 1933, 1955) и подтверждается всеми новыми данными. Основное отличие состоит в том, что фундамент («комплекс основания») геосинклинали оказывается здесь глубоко переработанным и вовлеченным в интенсивные деформации. Степень этой переработки и деформаций варьирует от расчленения фундамента разломами на поднятые и опущенные блоки, частично надвинутые друг на друга, до образования гнейсовых куполов облекания, гнейсовых валов и, наконец, тектонических покровов кристалликума пеннинского типа. Совершенно очевидно, что интенсивность этих явлений зависит от величины теплового потока, а нередкое появление во внутренних зонах гипербазитов и широкое проявление базальтового вулканизма показывает, что и верхняя мантия вовлечена в тектономагматические процессы, происходящие в этих зонах, которые, таким образом, вполне заслуживают наименования эвгеосинклиналей.

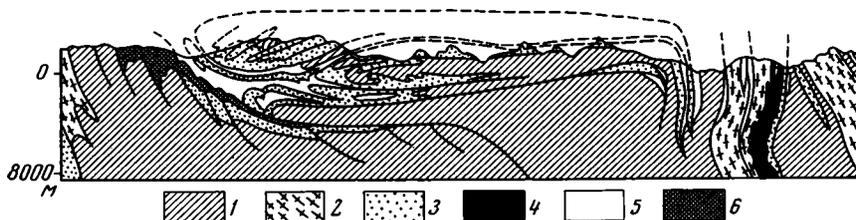


Рис. 8. Профиль через Пеннинские покровы в центральном Тичино (по В. Набгольцу)

Характер строения внутренних зон отчетливо виден в левой (западной) части профиля через Восточные и Центральные Кордильеры Канады (см. рис. 2), на профилях Аппалачей Г. Денниса (Dennis, 1960) и Швейцарских Альп (рис. 8). Характерно, и это хорошо показано

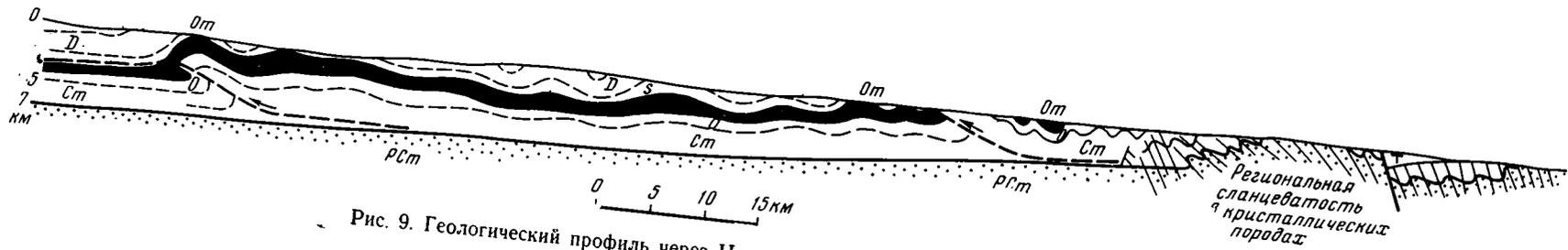


Рис. 9. Геологический профиль через Центральные Аппалачи в Мериленде (по Э. Клоусу)

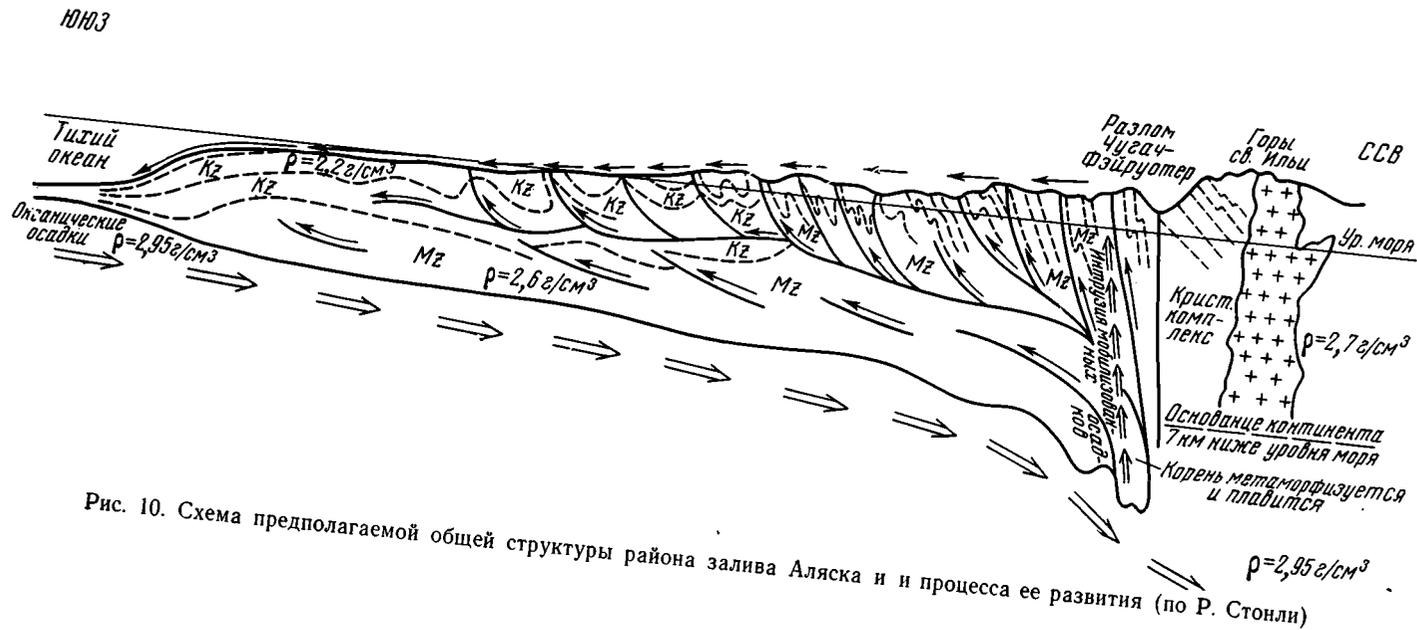


Рис. 10. Схема предполагаемой общей структуры района залива Аляска и процесса ее развития (по Р. Стонли)

Э. Клоосом (Cloos, 1964) на профиле Южных Аппалачей (рис. 9), что в зоне перехода от эвгеосинклинальной складчатости с ее гнейсовыми куполами и валами к миогеосинклинальной «бескорневой» складчатости наблюдается наиболее интенсивное развитие кливажа, свидетельствующее, очевидно, о максимальном проявлении тангенциального сжатия.

К внутренним зонам часто оказываются приуроченными корни шарьяжей, перекрывающих тыльные, а иногда и центральные части внешних зон. Зоны корней обычно имеют чрезвычайно характерную структуру — это узкие (первые километры и меньше) швы, разделяющие более широкие валы кристаллических пород фундамента. В пределах таких швов отложения, фациально сходные с образующими покровы, сохранились в крутых и сильно пережатых синклиналях. Иногда они вовсе отсутствуют, и в этих случаях выводы о связи швов с покровами делаются на основании общих соображений. Так, например, во Внутренних Западных Карпатах установлено три зоны поднятий доальпийского фундамента: Татранская, Вепорская и Гемерская, разделенные крупными тектоническими швами. Эти швы соответственно рассматриваются как области корней Крижнянского и Хочского тектонических покровов, перемещенных на многие десятки километров вплоть до внешнего края Татранской зоны (Biely, Fusan, 1967).

К внутренним зонам приурочена основная масса плутонов гранитоидов, нередко достигающих батолитовых размеров и образующихся в основном вследствие полного расплавления на глубине как фундамента, так и нижней части осадочной призмы. За счет ее несколько более высоких горизонтов, испытывающих интенсивный региональный метаморфизм и мигматизацию, так же возникают гранито-гнейсовые купола и валы (антиформы), но уже не типа куполов облекания.

Характер внутреннего строения корневых шовных зон не оставляет сомнений в том, что они испытали сильнейшее боковое сжатие. Но это сжатие могло быть региональным, общим для всей площади эвгеосинклинали, а могло ограничиваться лишь самими шовными зонами и вызываться их раздавливанием между выпирающими снизу гнейсовыми куполами, валами и гранитными плутонами. Ориентированная структура последних свидетельствует скорее о том, что само выпирание происходило не только вследствие разуплотнения материала в глубине, но и в значительной мере стимулировалось выжиманием, связанным с общим боковым сдавливанием. В свою очередь распирающее действие поднимающихся гранито-гнейсовых масс несомненно способствовало максимальному сжатию синклиналей (синклинориев) осадочного чехла.

Соотношения внутренних и внешних зон, степень их относительного развития, направление видимого преобладающего горизонтального перемещения масс (господствующего стресса, вергентности) варьируют от одной складчатой системы к другой. Игнорируя второстепенные различия, можно наметить несколько наиболее характерных типов строения складчатых систем.

Один из этих типов представлен Кордильерами Северной Америки. Северо-Американские Кордильеры принадлежат к более широкой категории окраинно-материковых геосинклинальных поясов. Восточная, миогеосинклинальная зона Кордильер и восточная часть гораздо более широкой эвгеосинклинальной зоны подстилаются корой континентального типа; узкая западная полоса эвгеосинклинали в пределах юго-восточной Аляски, архипелага Александра, о. Ванкувер, Вашингтона, Орегона и Калифорнии возникла непосредственно на океанической коре (Бейли и Блейк, 1969 и др.). Согласно новейшим данным (Burchfiel, Davis, 1968 и др.), Северо-Американские Кордильеры имеют антивергентное строение. В пределах миогеосинклинали Скалистых гор и в восточной части эвгеосинклинали господствует, как мы видели выше, восточная

вергентность, в западной части эвгеосинклинали — западная. Раздел между этими противоположными вергентностями не совпадает с границей двух типов коры, а проходит значительно восточнее. Вот почему в Тихоокеанской части Кордильер США, в Калифорнии наблюдается описанное недавно Э. Г. Бейли и М. К. Блейком (1969) пологое перекрытие, с амплитудой до 75 км, окраинно континентальными образованиями верхов юры и мела в фациях Большой Долины, возникших вдали от континента инофациальных образований, францисканской серии. Это перекрытие Э. Бейли и М. Блейк объясняют движением океанической коры в направлении континента в связи с общим расширением Тихого океана, в соответствии со взглядами Р. С. Дитца и Г. Г. Хесса. Сходные соотношения описаны также недавно Р. Стонли (Stoneley, 1967) для юго-восточной Аляски, где в кайнозойских отложениях Тихоокеанского побережья установлена система чешуйчатых надвигов, направленных к океану, но истолковываемых этим автором как результат поддвига океанической коры под континентальную (рис. 10).

«Эпиокеаническая» зона Кордильер не везде развита на современном континенте; у берегов Британской Колумбии она присутствует лишь в архипелагах Александра, Королевы Шарлотты и о-ве Ванкувер, но далее слагает побережье США вплоть до Лос-Анджелеса; уходит в океан против п-ова Калифорния, побережий Мексики, Гватемалы, Сальвадора и Никарагуа, но вновь появляется на материке в Коста-Рике и Панаме и в Северных Андах, к западу от Центральной Кордильеры Колумбии и ее продолжения — Западной Кордильеры Эквадора. Далее к югу континентальная кора вновь простирается до самой береговой линии. Соответственно меняется и степень полноты и симметрии строения складчатой системы в ее видимой, континентальной части, но принципиально картина, установленная на Аляске и в Калифорнии, очевидно выдерживается, с определенным упрощением к югу, в пределах Центральной и Южной Америки.

С несколько иным типом соотношений мы встречаемся по другую сторону Тихого океана, например в районе Японского моря. В то время как для восточной, американской части Тихоокеанского пояса характерно наложение (телескопирование) последовательных геосинклинальных и складчатых систем неогена одна на другую без значительного смещения их в сторону океана (за исключением Центральных Анд) и даже иногда с некоторым смещением в направлении континента (Северная Америка в конце мезозоя), западная, азиатско-австралийская часть пояса отличается закономерным последовательным смещением геосинклинальных систем в сторону океана. Другим отличием является заметно более существенная роль в строении восточной половины Тихоокеанского пояса, в противоположность западной, срединных массивов и возникших в большинстве случаев на их основе или, во всяком случае, в тылу более молодых звеньев складчатых систем, впадин окраинных морей с корой субокеанического типа. Очевидно, в определенной связи с этими особенностями развития стоят и особенности структуры периазиатско-австралийской части пояса — отсутствие сколько-нибудь значительных надвигов и тем более шарьяжей, гораздо менее напряженное и слабо асимметричное строение с некоторым преобладанием направленной к континенту вергентности.

Во второй главной категории складчатых геосинклинальных поясов — межконтинентальных срединных массивам принадлежит еще более значительная роль. При этом массивы нередко занимают приподнятое положение (Родопский, Бадахшанский и др.) и оказываются надвинутыми, даже шарьированными на внутренние зоны геосинклинальной системы, эти последние — на внешние зоны, а те в свою очередь на передовые прогибы. Таким образом, складчатая система приобретает не дивергентное, а моновергентное строение, с движением поверхностных масс, цели-

ком направленным в сторону платформы (Карпаты, Динариды, Старая Планина, Памир, Тавр, Загрос и др.). На позднеорогенной или посторогенной стадиях развития вся или почти вся площадь срединного массива нередко испытывает резкое погружение по разломам (например, Паннонский массив). В другом типе межконтинентальных поясов опускание срединного массива начинается значительно раньше и тогда геосинклинальные системы, превращаясь в складчатые сооружения, приобретают дивергентное строение (Б. Кавказ, Аппалачи и др.). Однако и в этом типе нередко преобладает направленная к платформе вергентность, а обратная вергентность выражается лишь явлениями ретрошарьяжа; примером могут служить Альпы. С выклиниванием или хотя бы сужением срединных массивов и их превращением в ядра складчатых сооружений моновергентные складчатые системы сопрягаются своими тыльными частями в дивергентные пары.

Итак, в обоих основных типах складчатых геосинклинальных поясов можно различить дивергентный и моновергентный типы складчатых систем, выделенные уже достаточно давно Э. Краусом (Kraus, 1951 и др.). При этом более общим, более распространенным случаем являются дивергентные сооружения, с движением поверхностных масс в направлении платформ — континентальных и океанических. Надвигание на края континентальных платформ обычно выражено значительно более отчетливо, чем на океанические платформы. Отнюдь не случайно, что в Северо-Американских Кордильерах значительные надвиги в сторону Тихого океана были открыты лишь в последние годы, в то время как надвиги в направлении платформы известны в Скалистых горах Канады с конца прошлого столетия.

Существенное значение для рассматриваемой проблемы имеет еще характер изменений структуры на погружениях складчатых горных сооружений. Наилучше изученные примеры в этом отношении доставляют, пожалуй, области северо-западного и юго-восточного погружений Большого Кавказа. Последняя область именно в интересующем нас здесь аспекте была изучена сначала А. М. Шурыгиным (1958), затем А. В. Вихертом (1962). При этом выяснилось, что в направлении регионального погружения складчатых систем происходит, как давно известно, замещение типично геосинклинальной, т. е. линейной (полной) складчатости, складчатостью промежуточного типа. Это замещение начинается в синклинориях, которые последовательно расширяются и выполаживаются; зеркало складчатости в них приобретает горизонтальное положение. Антиклинории, напротив, суживаются и становятся совершенно несоизмеримыми с синклинориями (ширина несколько километров против нескольких десятков километров); в них дольше всего сохраняется линейная складчатость. Создается вполне определенное впечатление о том, что синклинории развиваются над крупными глыбами фундамента, а антиклинории — над тектоническими швами между этими глыбами. Закономерное понижение зеркала складчатости от центральных синклинорий к периферическим свидетельствует о ступенчатом погружении фундамента от оси сооружения к его окраинам; соответственно каждый синклинорий рассматривается как ступень, как структурная «мега-терраса», осложненная пологой складчатостью. Линейная складчатость узких, шовных антиклинорий может интерпретироваться либо как результат нагнетания высокопластичных пород осадочного комплекса, либо как продукт сжатия слоев при надвигании более поднятых глыб на более опущенные, либо, наконец, как следствие комбинированного действия обоих факторов. Изменение же стиля складчатости в направлении регионального погружения связано вполне очевидно с изменением степени деформаций фундамента — от полной его переработки и «мобилизации» до ступенчатого раздробления без нарушения внутренней структуры. Такой характер поведения фундамента свойствен, вероятно, и централь-

ным частям умеренно складчатых сооружений вроде Верхояно-Колымской и Андийской систем.

Детальное изучение многочисленных геосинклинальных складчатых сооружений показало, что развитие их складчатой структуры протекало многофазно, на протяжении достаточно длительного геологического времени, измеряемого десятками миллионов лет. Оно охватывает обычно позднегеосинклинальную стадию (стадию зрелой геосинклинали) и стадию раннеорогенную, т. е. совпадает во времени с накоплением флиша и нижней (ранней) молассы. Главная, наиболее интенсивная и нередко завершающая альпинотипная складчатость приходится, как правило, на границу ранне- и позднеорогенной стадий. Соответственно верхняя моласса залегает большей частью достаточно спокойно и характеризуется уже германотипной тектоникой.

Эти данные о развитии складкообразования в общем вполне совпадают с итогами радиогеохронометрического изучения гранитоидных интрузивных комплексов, причем последнее дало, пожалуй, еще более определенные результаты. Они также свидетельствуют о длительности и многофазности (чередовании максимумов и минимумов на гистограммах) процесса гранитообразования. При этом в грубых чертах периоды основного складко- и гранитообразования (если исключить как называемые остороженными и анорогенными граниты) в общем вполне совпадают; одновременно это и период регионального метаморфизма, если такой проявлен.

Более детальный анализ соотношений между региональным метаморфизмом, гранитообразованием и складчатостью показывает, что складкообразование, с одной стороны, метаморфизм и гранитизация могут начинаться примерно в одно время, но на разных уровнях, или, вернее, складкообразование захватывает больший объем отложений, вплоть до поверхности, в то время как метаморфизм и гранитизация начинаются на большой глубине. В дальнейшем фронт метаморфизма, а за ним и фронт гранитизации, постепенно продвигаются вверх и могут в конечном счете охватить почти всю толщу затронутых складчатостью пород, оказываясь при этом моложе этой складчатости или по крайней мере ее начальных фаз. Такие же временные соотношения между складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией устанавливаются и в латеральном направлении, от центра складчатого сооружения к его периферии. Следует, однако, добавить, что региональный метаморфизм ведет к дальнейшему усложнению складчатости — появляются специфические типы складок метаморфических пород, развивающиеся в условиях ультравысокой пластичности, создаются возможности перестройки складчатости одного направления на другое направление и т. д. Важно также, что сами гранитные плутоны, возникающие в период максимальных деформаций, обнаруживают в своей внутренней структуре воздействие этих деформаций (так называемые синтетектонические или синкинематические интрузии).

Анализ истории складчатых сооружений полностью подтвердил установленную уже достаточно давно закономерность (возведенную Ж. Обуэном в его «правило полярности»), выражающуюся в миграции складкообразования от оси геосинклинальной системы к ее периферии, от внутренних зон к внешним. При этом более внутренние части системы, закончившие уже складкообразование, вовлекаются в общее абсолютное поднятие и максимум складчатых деформаций наблюдается на границе центрального поднятия и его продолжающей погружающей периферии, в частности передовых (краевых) и межгорных (тыльных) прогибов.

В отдельных, видимо достаточно редких геосинклинальных системах, отмечается противоположно направленная миграция складкообразования — от периферии к осевой зоне. Примерами таких систем могут служить Западный Саян (Зоненшайн, 1963) и Южный Тянь-Шань (Поршня-

ков, 1967). Для обеих систем характерно их внутреннее положение внутри геосинклинальных поясов, удаленность от платформ и ограничение срединными массивами, а также неполная обращенность — они представляют собой мегасинклинии, а не мегантиклинории.

Несмотря на повышенное внимание к возможности конседиментационного развития складчатости еще в период общего погружения, у нас в стране после известных работ Д. В. Наливкина, Н. С. Шатского и С. С. Шульца, опубликованных в тридцатые годы, можно констатировать, что полевыми наблюдениями выяснена постседиментационная природа основной части геосинклинальной складчатости, затрагивающей собственно геосинклинальные формации — аспидную, флишевую и их латеральные аналоги. Этот вывод вытекает из отсутствия заметных первичных изменений мощности и состава отложений указанных формаций, связанных с развитыми в них складками. Правда, для флиша некоторые признаки указывают на раннее начало деформаций (Кириллова, 1968), а в низах аспидной формации возможно образование отраженных складок, связанных с подвижками фундамента в самые начальные фазы развития геосинклинальных прогибов. Конседиментационный рост складок гораздо более обычен для передовых, периклинальных и межгорных прогибов, проявляясь в выполняющих их молассах как отражение более интенсивного постседиментационного складкообразования на периферии растущих горных сооружений. Однако и здесь основное формирование складок происходит во время перерывов в осадконакоплении.

В целом общий период складкообразования даже в масштабе всей геосинклинальной системы занимает, вероятно, не более одной трети — одной четверти всего периода ее развития, предшествуясь очень длительным периодом геосинклинальных погружений без складчатости и завершаясь по меньшей мере соизмеримым по длительности периодом орогенного поднятия также без проявлений складкообразования. Для отдельных зон геосинклинальных систем доля периода складчатых деформаций по сравнению с полным временем их эволюции является еще менее значительной. Становление складчатого горного сооружения завершается его разрушением вследствие опускания по разрывам внутренних зон и срединных массивов (посторогенная или тафрогенная стадия). В результате таких обрушений от нас остается скрытой значительная часть структуры многих складчатых систем, в частности в альпийском поясе Европы (Aubouin, 1965) или в центральных и южных Кордильерах Южной Америки; поэтому в качестве основных объектов исследований следует выбирать те системы, которые не пострадали или относительно мало пострадали от этого процесса.

В отношении развития геосинклинальной складчатости во времени весьма существенное значение имеет еще факт примерной одновременности максимумов интенсивности складкообразования в различных, нередко весьма удаленных одна от другой геосинклинальных системах. Такими эпохами были в палеозое, например, поздний ордовик (Аппалачи, Центральный Казахстан и др.), конец силура — начало девона (каледониды северо-западной Европы, Алтае-Саянской области, Кавказа и др.), конец раннего карбона (герциниды Зап. Европы и Сев. Африки, Кавказа, Средней Азии); в мезозое и кайнозое — конец триаса — начало юры (Индокитай, Антарктический полуостров, Капиды Южной Африки, Сьерры Буэнос-Айреса в Южной Америке, Бенди — Туркестан в Северном Афганистане, Мангышлак, Таймыр и др.), конец юры — начало мела (Верхояно-Колымская область, Центральная Азия, Северо-Американские Кордильеры, отчасти Анды и др.), конец мела — начало палеогена (Кордильеры Северной и Южной Америки, Сихотэ-Алинь и др.), конец эоцена — начало олигоцена (Анды, Альпы, Атлас, Кавказ и др.). Чередование эпох повышенной и пониженной интенсивности

складкообразования совпадает и косвенно подтверждается аналогичным чередованием максимумов и минимумов гранитообразования и регионального метаморфизма (Рубинштейн, 1968). Оно может быть наиболее логично объяснено тем, что существуют глобальные эпохи возрастания тектонических напряжений, которые создают импульсы для проявления складчатости в геосинклинальных системах, «созревших» для этого (в других системах в эти эпохи могут преобладать поднятия или опускания, или магматическая деятельность). Глобальная взаимосвязь тектонических напряжений подтверждается «концертами землетрясений», т. е. одновременной вспышкой тектонической активности в различных, иногда достаточно удаленных друг от друга областях (Беньоф, 1957).

4.

Обратимся теперь к данным геофизики. Частично эти данные, в особенности результаты сейсмических исследований, уже были использованы выше в связи с анализом строения внешних зон геосинклиналей. Существует, однако, еще по крайней мере два важных аспекта применения геофизики к решению рассматриваемой проблемы. Один из них — возможность оценки величины тангенциального сокращения геосинклинальных систем в процессе складчатых и надвигово-покровных деформаций, исходя из мощности коры молодых складчатых горных сооружений. Если считать, что складчатость, надвиги и шарьяжи являются результатом общего сжатия, общего поперечного сокращения геосинклинальной системы, то следует ожидать соответственного увеличения мощности коры под складчатыми сооружениями. Как отметил недавно Г. Вундерлих (Wunderlich, 1968), данные о мощности коры по Альпам и Апеннинам показывают, что коэффициент поперечного сокращения этих геосинклинальных систем не мог быть значительно больше двух. Эта оценка совпадает с полученным тем же автором непосредственным подсчетом по геологическим профилям (Wunderlich, 1967). Подобные же цифры (2—2,5) получены ранее Г. Вундерлихом для средневропейских герцинид, М. А. Безром (1968) для Советских Карпат (флишевая зона), канадскими исследователями для Восточных Кордильер Канады (Bally et al., 1966). Учитывая современную ширину складчатых зон, можно считать, что сокращение происходило на величину в первые сотни километров. Принимая длительность орогенических периодов в несколько десятков миллионов лет, приходим к заключению, что скорость сжатия могла составлять от нескольких миллиметров до первых сантиметров в год. Это достаточно хорошо соответствует скорости современных горизонтальных перемещений по сдвигу Сан-Андреас и предполагаемой скорости растяжения в зонах срединно-океанических хребтов (1—3 см в год).

Предположение об образовании складчатых систем в обстановке общего сжатия получило подтверждение в определениях динамических характеристик очагов землетрясений (Балакина и др., 1967). Эти определения однозначно показали, что в молодых альпийских складчатых сооружениях (Кавказ и др.) продолжают господствовать напряжения сжатия, в то время как для рифтовых зон континентов (Байкал и др.) и океанов (например, Срединно-Атлантический хребет) характерны условия растяжения.

5.

Выше была изложена сумма основных данных, которыми мы располагаем в настоящее время для решения проблемы происхождения геосинклинальной складчатости. Какой же оценки в свете этих материалов заслуживают высказанные ранее и приведенные в начале статьи гипотезы и каков наиболее вероятный генезис этой складчатости?

Весьма любопытно, что даже на основе достаточно значительного, накопленного к настоящему времени объема фактических данных ни одна из таких гипотез не может быть пока полностью отвергнута. Это касается, в частности, даже такой уже, казалось бы, вполне «скомпрометированной» гипотезы, как контракционная. Действительно, в пользу прогрессирующего уменьшения радиуса Земли в ходе ее истории продолжают приводиться как астрономические (Lyttleton, 1963), так и геологические (преобладание опусканий над поднятиями в истории Земли) доказательства. Существование планетарных эпох складчатости и господства напряжений сжатия в очагах землетрясений под складчатыми горными сооружениями могут рассматриваться как аргументы в пользу этой концепции. Дополнительными аргументами образования складчатых систем в обстановке приложенных извне сжимающих усилий являются характерное сочетание диагональных право- и левосторонних сдвигов, а также явное увеличение интенсивности деформаций с уменьшением ширины складчатого пояса, хорошо заметное на примере альпийского пояса Евразии (рис. 11). Возражения, сделанные против такого толкования, не могут иметь решающего значения. Изменение простираний складчатости может объясняться разложением господствующих усилий в направлении отдельных геосинклинальных прогибов и проявлением дифференциальных движений по продольным сдвигам, в частности в том же альпийском поясе Евразии (см. рис. 11 и Aubouin, 1965). Развитие складчатости от внутренних зон к внешним может являться следствием того, что действительный край платформенных глыб достигает границы между внешними (миогеосинклинальными) и внутренними (эвгеосинклинальными) зонами.

Вместе с тем общие данные о тектонической истории Земли заставляют отдать предпочтение скорее пульсационной, чем контракционной гипотезе, т. е. допускать чередование эпох регионального сжатия и растяжения. Кроме того, историко-геологические данные указывают на одновременность проявления сжатия (в одних зонах) и растяжения (в других зонах). Так, в позднем палеозое одновременно с интенсивным складкообразованием в Аппалачах, на Урале, в Иртыш-Зайсанской геосинклинали, в восточной Австралии, происходило формирование структур растяжения — рифтовых зон в Южной Африке, Индостане, западной Австралии (грабен Фитцрой). В конце юры — начале мела складкообразование на большей части Тихоокеанского кольца совпало с образованием рифтовых зон атлантических побережий Южной Америки и Южной Африки, а также Индостана и т. п. Поэтому приходится признать достаточно обоснованными попытки ряда исследователей (у нас А. В. Пейве и особенно П. Н. Кропоткин, 1967) усмотреть сопряженность сжатия геосинклинальных систем на заключительных стадиях их развития и растяжения за их пределами, в частности в океанах. Авторы приведенных выше профилей Канадских Кордильер (Bally et al., 1966) объясняют восточно-вергентную структуру восточной половины этого сооружения поддвигами Северо-Американской платформы, в то время как исследователи юго-восточной Аляски (Stoneley, 1967) и Калифорнии (Бейли и Блейк, 1969) считают западно-вергентную структуру тихоокеанского крыла Кордильер следствием поддвига океанической коры Тихого океана. Движение к востоку Северо-Американской платформы в позднем мезозое и раннем палеогене может быть увязано с формированием впадин моря Баффина, пролива Дэвиса и Гренландского моря и расширением Северной Атлантики, а центробежное смещение коры Тихого океана — с рассасыванием срединного поднятия Дарвина (Menard, 1964).

Двусторонний подвиг в области Кордильер по существу соответствует известной концепции «засасывания» Э. Крауса. Надо полагать, что при этом происходит поглощение в глубоких недрах геосинклинали, с одной стороны, масс континентальной коры окраины Северо-Американ-

ского эпейрократона и, с другой стороны, океанической коры окраины Тихоокеанского талассократона. Не являются ли грандиозные батолиты Кордильер продуктом «сплава» этих двух типов коры с добавлением материала нижней части осадочно-вулканогенной призмы верхнего протерозоя, палеозоя, триаса и юры?

Однако как бы ни была заманчива эта гипотеза, она наталкивается на определенные возражения. На орогенной стадии развития, начавшейся в поздней юре, в центральной части Кордильер преобладали процессы не «засасывания» вглубь, а, наоборот, подъема глубинного материала вверх, с образованием гранито-гнейсовых куполов, валов и гранитных батолитов. В связи с этим у ряда исследователей естественно возникает совершенно иное представление о генезисе складчатости Кордильер — об ее образовании в результате раздвигающего действия внедряющихся снизу гранито-гнейсовых валов и гранитных плутонов. Это представление соответствует гипотезе «глубинного диапиризма», предложенной у нас А. А. Сорским (1962) применительно к Кавказу, поддержанной И. В. Кирилловой, которая с позиций данной гипотезы по-новому истолковала происхождение кливажа (Кириллова, 1962), и развитой В. В. Белоусовым, в последнее время считающим данный механизм основным в образовании геосинклинальной складчатости. Прослеживание истоков гипотезы «глубинного диапиризма» приводит к опубликованной еще в 1937 г. работе Ф. Перрена и М. Рубо (Perrin et Roubault, 1937), носившей характерное название «Метаморфизм как генератор складчатости»¹. Близкие данной гипотезе идеи были высказаны в отношении происхождения складчатости Аппалачей Дж. Г. Деннисом (Dennis, 1960).

Гипотеза глубинного диапиризма очень привлекает возможностью объяснения складкообразования процессами, происходящими при развитии самой геосинклинали, начинающимися в ее осевой зоне и меняющими свою интенсивность в зависимости от интенсивности погружения, что и наблюдается в действительности. Однако реальная картина строения многих складчатых систем не укладывается в схему, предполагаемую рассматриваемой гипотезой. На том же профиле через Канадские Кордильеры видно, что граниты поглощают уже готовую складчатую структуру; и это представляет достаточно типичный случай. Очевидно, в то время, когда ближе к поверхности формировалась линейная складчатость, гранитообразование шло на глубине, и только позже фронт гранитизации достиг современного уровня. Такие соотношения наблюдаются во многих складчатых областях, где граниты практически не обнажены в современном эрозионном срезе и их присутствие может предполагаться лишь в глубине — например, на Восточном Кавказе, в Вержояно-Колымской области (за исключением узкой полосы периферии Колымского массива), в Сулейман-Киртарской системе, в Рено-Герцинской зоне Средней Европы (за исключением небольших плутонов Гарца). При этом участвующие в складчатости отложения претерпели лишь самый начальный метаморфизм, при котором увеличение объема пород еще не имеет места, а, напротив, происходит их прогрессирующее уплотнение. Таким образом, раздвигающее влияние магматических и метаморфических диапиров проявляется лишь на более поздних стадиях развития складкообразования и сказывается, очевидно, в усложнении уже наметившейся складчатой структуры. Этот вывод подтверждается тем фактом, что гранито-гнейсовые купола обычно искажают при своем образовании ранее существовавшую линейную складчатость.

Расширение масс на глубине при региональном метаморфизме амфиболитовой фации и гранитизации, конечно, должно было вести к общему подъему верхней поверхности геосинклинальной призмы, но вместе с

¹ В еще более далекой ретроспективе эта гипотеза заставляет вспомнить о высказанных 110 годами раньше представлениях Б. Штудера, тесно связанных с геотектонической гипотезой поднятия.

тем к растяжению этой поверхности, а не к ее смятию в складки продольного изгиба.

Следует вместе с тем обсудить возможность образования складчатости в период, предшествующий метаморфизму, еще в процессе позднего диагенеза и катагенеза. Такая возможность вытекает из некоторых новых данных, полученных в нефтегазоносных бассейнах. В нижних частях осадочных толщ, выполняющих такие бассейны, одновременно с уплотнением глинистых образований происходит параллельное возрастание температур и пластовых давлений. В результате наблюдаются аномально высокие значения геотермического градиента (например, в Западной Сибири, Предкавказье) и аномально высокие пластовые давления, также характерные для многих нефтегазоносных областей, в особенности относящихся к категории передовых и межгорных прогибов. Термодинамическая сторона этого явления была недавно рассмотрена П. Ф. Швецовым (1966), а параллельность изменения пластовых температур и давлений обнаружена В. И. Браташем (ВНИГНИ, в печати) на материале Афгано-Таджикской впадины. Представляется возможным, что местная концентрация давлений, превышающих геостатическое, например на участках, ослабленных разрывами, способствует росту антиклинальных поднятий, дифференциации прогибов на более узкие антиклинальные и более широкие синклиналильные зоны. Надо полагать, однако, что этот процесс может приводить лишь к образованию промежуточного типа складчатости передовых, периклинальных и межгорных прогибов орогенных областей и авлакогенов в пределах платформ, но недостаточен для порождения настоящей геосинклиналиной складчатости, в особенности изоклинальной, сопровождаемой кливажем.

О том, что кливаж образуется при боковом сдавливании выполняющих прогибы осадочных толщ, а не в результате подъема метаморфизующегося материала с глубины, как предполагает И. В. Кириллова, свидетельствуют некоторые данные по Большому Кавказу. Здесь кливаж, как и шарьяжи (Борукаев, 1964; Вассоевич, 1949), развит в полосе южного крыла мегантиклинория, на отрезке от меридиана Туапсе на западе до меридиана Шемахи на востоке, в отложениях от нижнеюрских до олигоценых включительно. Знаменательно, что эта полоса на всем своем протяжении ограничена с юга системой линейных поднятий — от поднятия Ахцу на западе до Вандамского поднятия на востоке. Как только эти поднятия погружаются в связи с общим погружением складчатой системы, кливаж исчезает, исчезают и шарьяжи (рис. 11). Это, как мне кажется, однозначно указывает на образование и кливажа и шарьяжей при «раздавливании» флишевого прогиба южного склона между центральным антиклинорием Большого Кавказа и упомянутым выше передовым антиклинорием его южных предгорий. К подобной концепции раздавливания флишевых прогибов не случайно пришел и Ж. Обуэн (Aubouin, 1965), а возникновение кливажа при тангенциальном сжатии еще раз подтверждено Дж. Дитрихом (Dietrich, 1969).

Таким образом, гипотеза глубинного диапиризма не дает достаточно удовлетворительного объяснения геосинклиналиной складчатости. Этот вывод в еще большей мере относится к другим гипотезам, связывающим складкообразование с послейверсионным поднятием геосинклиналиных систем. Одна из этих гипотез — гипотеза гравитационной складчатости — была уже критически рассмотрена выше. Механизм гравитационного «разваливания» поднятий и гравитационного соскальзывания и смятия осадочных толщ несомненно принимает большее или меньшее участие в образовании складчато-надвиговой и шарьяжной структуры крыльевых частей геосинклиналиных сооружений, но лишь на поздних стадиях их развития и как вспомогательный, а не основной. Другой возможный механизм — превращение сбросов на границе блоков фундамента во взбросы при «выворачивании» прогибов с развитием надразломной и прираз-

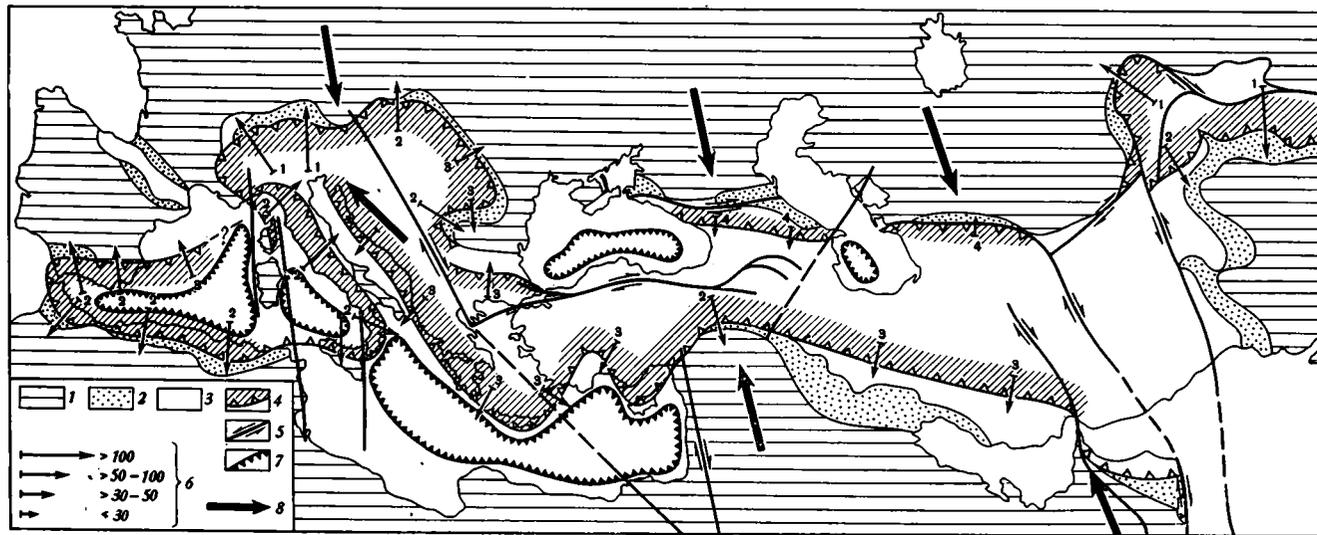


Рис. 11. Схема горизонтальных движений в Средиземноморском альпийском поясе

1 — альпийские платформы; 2 — передовые прогибы; 3 — альпийский пояс; 4 — зоны надвиговых перекрытий; 5 — главнейшие сдвиги; 6 — масштаб перемещений шарьяжей; 7 — контуры глубоководных впадин с корой субокеанического типа; 8 — направление предполагаемого относительного смещения платформенных глыб

ломной складчатости также оказывается недостаточным и в лучшем случае годится для объяснения структуры областей погружения складчатых систем (см. выше о примерах северо-западного и юго-восточного погружений Б. Кавказа). Третий, близкий к предыдущему механизм может заключаться в вертикальном раздавливании осадочных толщ и их выжимании к периферии геосинклинальной системы в результате встречного действия инверсионного подъема глубинных масс и веса осадочной

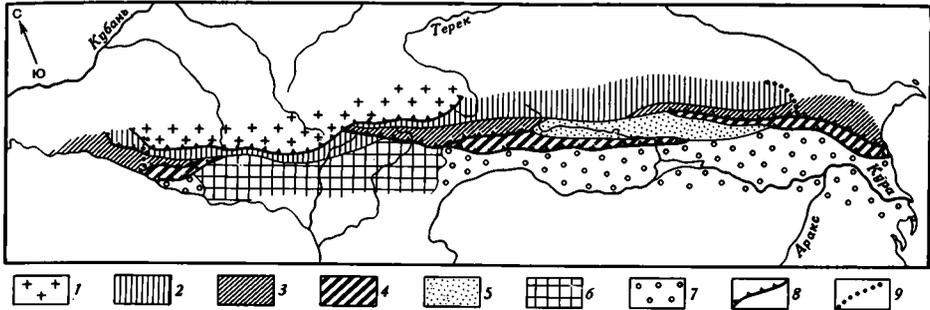


Рис. 12. Надвиги и покровы южного склона Большого Кавказа

1 — кристаллическое ядро; 2 — зона юрских сланцев; 3 — флишевая зона; 4 — зона передовых поднятий (Дагомьская, Кахетинская, Вандамская); 5 — наложенная Алазано-Агрчайская впадина; 6 — Закавказский срединный массив; 7 — межгорные прогибы; 8 — фронт надвигов и шарьяжей; 9 — граница развития кливажа

призмы. Такой механизм был предложен недавно П. К. Куликовым (1968) для объяснения формирования складчатой структуры Западного Саяна. По-существу он отвечает еще идеям М. М. Тетяева (1941) и механизму «динамического отжимания» В. В. Белоусова (1962). Западный Саян, как отмечалось выше, представляет довольно специальный случай складчатого сооружения, характеризуясь структурой типа мегасинклинория, а не мегантиклинория. Поэтому даже если бы данный механизм мог дать удовлетворительное объяснение складчатости Западного Саяна¹, он не может рассматриваться как подходящий для всех складчатых систем вообще.

Как этот механизм, так и остальные приведенные выше гипотезы, предусматривающие трансформацию вертикальных усилий в горизонтальные, включая и гипотезу глубинного диапиризма, наталкиваются на две главные трудности: 1) хотя инверсионное поднятие начинается одновременно со складчатостью, оно достигает своего максимума много позже ее завершения в осевой части складчатого сооружения; 2) в осевой части сооружения должно преобладать растяжение, а не сжатие.

Возможным выходом из этих трудностей могло бы быть предположение о том, что общее сжатие геосинклинальной системы компенсируется растяжением (или разбуханием масс) в ее тылу, в области срединных массивов. Такой схеме лучше всего удовлетворяло бы строение моновергентных систем, например Карпат. В случае дивергентных систем движение поверхностных масс в сторону срединного массива можно было бы объяснить поддвигом последнего или вторичным гравитационным смещением. Такое растяжение срединного массива (равно как и разбухание, или гравитационное разваливание) должно было происходить при его достаточно интенсивном поднятии, но такое поднятие наблюдается лишь в относительно редких случаях (например, Родопский массив). Но как быть с дивергентными сооружениями, лишенными срединных

¹ По мнению Л. П. Зоненшайна (устное сообщение), проводившего в Западном Саяне детальные исследования, гипотеза П. К. Куликова противоречит некоторым фактическим данным по истории этой складчатой системы.

массивов, например с Северо-Американскими Кордильерами? В подобных, да и остальных складчатых сооружениях можно допустить, как это недавно сделал для Элленид П. Г. Темпл (Temple, 1968), что растяжение на начальной стадии развития геосинклинальных систем испытывали эвгеосинклинальные прогибы, а затем, в орогенную стадию они же подверглись сжатию. Но подобное растяжение в первом случае и сжатие во втором должны были как-то компенсироваться за пределами геосинклинальных систем, в региональном или глобальном масштабе, и это нас возвращает к рассмотренным выше предположениям. Кроме того, в некоторых геосинклинальных системах эвгеосинклинали практически отсутствуют или несоизмеримы с миеосинклиналями (Карпаты, Верхояно-Колымская область). Словом, и на этом пути мы не находим достаточно удовлетворительного решения.

6.

Итак, мы вынуждены констатировать, что проблема происхождения геосинклинальной складчатости все еще остается нерешенной, несмотря на значительный объем проведенных исследований и накопленных фактов. Казалось бы, тесная зависимость интенсивности складчатости от интенсивности прогибания и последующих поднятий, примерная одновременность складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации, развитие складкообразования от центра геосинклинальной системы к ее периферии, сложная конфигурация складчатых систем должны свидетельствовать о внутреннем происхождении геосинклинальной складчатости в результате процессов, происходящих в самой геосинклинали. Мы видим, однако, что эти процессы, хотя и могут привести к существенным складчатым деформациям, не объясняют полностью всех особенностей строения и развития настоящих геосинклинальных складчатых систем с их изоклинальным строением, кливажем, надвигами, шарьяжами, четкой вергентностью, возникающих в обстановке регионального сжатия. Соответствующие условия могли быть порождены, вероятно, лишь динамическим взаимодействием геосинклиналей и их континентально-платформенного и океанически-платформенного обрамления (или геосинклинальных систем и срединных массивов — «микрократонов»).

Если теперь более широко взглянуть на складчатые деформации земной коры вообще как геосинклинальные, так и негеосинклинальные, то можно будет прийти к выводу, учитывая сказанное выше, что этот тип тектонических деформаций образуется практически на всех стадиях становления и развития осадочных толщ земной коры — от их накопления и раннего диагенеза (складки облекания, уплотнения, подводно-оползневые), через поздний диагенез и катагенез (соляные и глиняные диапирсы), начальный и более глубокий метаморфизм (геосинклинальная складчатость) и до гипергенеза (складки разбухания, обрушения, оползневые и т. п.). Таким образом, складчатость можно определить как реакцию слоистых осадочных толщ, с одной стороны, на изменения относительного положения блоков земной коры вследствие их вертикальных и горизонтальных движений и, с другой стороны, на косвенно связанные с этими перемещениями процессы внутреннего перерождения осадков — от диагенеза и катагенеза до метаморфизма и гипергенеза, влекущие за собой изменение их объема. Иначе говоря, складчатость отражает в прямом или опосредованном виде глыбово-волновые деформации земной коры, обусловленные глубинными движениями. Такова общая формула, но конкретные связи глубинных и складчатых деформаций, как мы могли убедиться, остаются еще во многом неясными.

Дальнейшее продвижение вперед в проблеме происхождения складчатости несомненно требует продолжения специальных исследований.

Эти исследования должны проводиться как в масштабе отдельных складок и с применением методов петроструктурного анализа, у нас еще крайне мало используемых, так и в масштабе целых складчатых сооружений и даже областей и поясов, с целью выявления наиболее общих закономерностей их строения и развития. При этом составления даже весьма детальных профилей недостаточно для выводов о генезисе складчатости без анализа планового расположения складок и разрывов и без привлечения геофизических данных, позволяющих получить объемное представление о складчатых деформациях.

Если, как отмечалось выше, объяснение геосинклинальной складчатости является необходимым элементом любой тектонической гипотезы, то, в свою очередь, полное решение проблемы генезиса складчатости возможно лишь в рамках более широкой концепции, объясняющей причины более глубоких глыбово-волновых деформаций земной коры.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2-е, Изд-во МГУ, 1966.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова В. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1967.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. Геотектоника, № 3, 4, 1969.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеоллиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XLIV, вып. 4, 1969.
- Беляков Л. В. Физические основы механизма надвиговых покровов и крупноамплитудных межформационных смещений в земной коре на примере Центрального Каратау (Южный Казахстан). Автореф. канд. дис. М., Ун-т дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1969.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В сб. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Беэр М. А. Тектоника юго-западной части Советских Карпат. Автореф. канд. дис. МГУ, 1968.
- Борукаев Ч. Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклиория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. канд. дис., МГУ, 1964.
- Вассоевич Н. Б. Проблемы тектоники Восточной Грузии. Азнефтеиздат, 1936.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всерос. минералог. о-ва, № 2—3, 1940.
- Вихерт А. В. Ступени и гребневидные антиклинали в структуре юго-восточного Кавказа. В кн. «Складчатые деформации земной коры и механизм их образования», Изд-во АН СССР, 1962.
- Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на юго-восточном Кавказе. «Сов. геология», № 7, 1958.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. Геотектоника, № 2, 1965.
- Камалетдинов М. А. О новых надвигах на западном склоне Урала. Геотектоника, № 2, 1968.
- Карасева В. И. Тектоника Приленского нефтегазоносного района. Автореферат канд. дис., М.—Иркутск, 1967.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движений в процессе складчатости. В кн. «Складчатые деформации земной коры и механизм их образования», Изд-во АН СССР, 1962.
- Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. Геотектоника, № 2, 1968.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Куликов П. К. Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна. Геотектоника, № 6, 1968.
- Курбанов М. Изучение деформации земной коры в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1, 1968.
- Натапов Л. М. Тектоника Приверхоянского прогиба. Автореф. канд. дис., МГУ, 1968.
- Оффман П. Е. О строении верхней части земной коры. Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», Л., 1968.

- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1960.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геол., Пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис., ЛГУ, 1968.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. Геотектоника, № 3, 1966.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. Геотектоника, № 3, 1968.
- Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Рустанович Д. Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. Изд-во «Наука», 1967.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Сборщиков И. М. Складчатая структура Верхоянья и некоторые вопросы ее формирования. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1969.
- Ставцев А. Л. Тектоника юго-востока Сибирской платформы и сопредельных подвижных областей. Автореф. канд. дис., МГУ, 1968.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Изд-во «Наука», 1968.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолиздат, 1941.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. X, № 3—4, 1932.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Пробл. сов. геологии, № 4, 1935.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Чирич Б. М. Динариды в альпийском цикле. Геотектоника, № 6, 1967.
- Чихачев П. К. Тектоника юго-западного Таджикистана. Тр. Тадж. компл. эксп., Изд-во АН СССР, М.—Л., 1934.
- Шведцов П. Ф. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. В сб. «Геотермические исследования и использование тепла Земли», Изд-во «Наука», 1966.
- Шурыгин А. М. Условия формирования структур центральной части юго-восточного Кавказа. Сов. геология, № 7, 1958.
- Шурыгин А. М. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. Геотектоника, № 6, 1967.
- Ярош А. Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В кн. «Глубинное строение Урала», Изд-во «Наука», 1968.
- Amprferer O. Über das Bewegungsbild von Faltegebirgen. Jb. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 56, Wien, 1906.
- Aubert D. Le décrochement de Pontarlier et l'orogenese du Jura. Mem. Soc. vaud. Sci. nat., v. 76, 1959.
- Aubouin J. Geosynclines. Amsterdam, Elsevier, 1965.
- Bally A. W., Gordy P. L. a Stewart G. A. Structure, seismic data, and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky mountains. Bull. Canad. Petr. Geol., v. 14, No. 3, 1966.
- Bemmelen R. W. van. The undation theory of the development of the earth's crust. Int. Geol. Congr., Rep. 16 sess., v. 2, Washington, 1936.
- Bemmelen R. W. van. Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 57, 1964 (1965).
- Biely A., Fusan O. Zum Problem der Wurzelzonen der subtratischen Decken. Geol. prace, Bratislava, 1967.
- Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton, 1933.
- Bucher W. H. Deformation in orogenic belts. Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 62, 1955.
- Burchfiel B. C., Davies G. A. Two-sided nature of the Cordilleran orogen and its tectonic implication. Int. Geol. Congr., Rep. 23, sess. p. 3, Prague, 1968.
- Buxtorf A. Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 21, 1907.
- Closs E. Appalachenprofile 1964. Geol. Rundschau, Bd. 54, 1964.
- Dennis J. G. Zum Gebirgsbau der nordlichen. Appalachen. Geol. Rundschau, Bd. 50, 1960.
- Dietrich J. H. Origin of cleavage in folded rocks. Amer. J. Sci., v. 267, No. 2, 1969.
- Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. J. Geol., v. 44, 1936.
- Gwinn V. E. Thinn-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the Central Appalachians. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, No. 9, 1964.
- Holmes A. Principles of physical geology. L., Edinburgh etc., Thomas Nelson a. Sons, 1944.
- Hubert M. H., Rubey W. W. The role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, 1959.

- Kraus E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. B., Akad.-Verlag, 1951.
- Laubscher H. P. Die Fernschubhypothese der Juraialtung *Eclogae Geol. helv.*, Bd. 54, No. 1, 1961.
- Lyttleton R. A. Formation of mountains by radial contraction of the Earth. *Nature*, No. 4864, 1963.
- Menard W. H. *Marine geology of the Pacific*. New York—London, McGraw Hill, 1964.
- Perrin J. et Roubault M. Metamorphisme-generateur des plissements. *Ann. Mines*, 1937.
- Scholten R. Model for evolution of Rocky Mountains east of Idaho batholit. *Tectonophysics*, v. 6, No. 2, 1968.
- Stille H. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. z. Geol. Jahrbuch*, No. 8, Hannover, 1953.
- Stoneley R. The structure development of the Gulf of Alaska sedimentary province in southern Alaska. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 123, p. 1, 1967.
- Temple P. G. Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peleponnesos. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 79, No. 6, 1968.
- Wunderlich H. G. Mass, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel der Westalpen und des Nordappennin. *Geol. Rundschau*, Bd. 55, 1966.
- Wunderlich H. G. Inverse Dichteverteilung in der Erdkruste — Ursachen und tektonische Auswirkungen. *N. Jb. Geol. Palaeont.*, No. 1, 1967.
- Wunderlich H. G. Mediterrane Gebirgszusammenhänge im Lichte der Schwereverteilung. *Int. Geol. Congr.*, Rep. 23 sess., p. 1, Prague, 1968.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
9 января 1970 г.

УДК 551.1 (477)

Г. Т. СОБАКАРЬ

**ИНДИКАТОРЫ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ
(НА ПРИМЕРЕ УКРАИНЫ)**

В статье рассмотрены возможности выделения неоднородностей в верхней мантии Земли на основе совокупности данных геофизических, геологических и геодезических исследований.

Ранее (Собакарь, 1968₂) были кратко изложены принципы выделения неоднородностей в верхней мантии и описан ряд таких неоднородностей на территории Украины. Здесь мы намерены рассмотреть эти вопросы более подробно и указать некоторые из признаков, на основании которых можно выделять такие неоднородности в других случаях.

В настоящее время к проблеме верхней мантии Земли привлечено особое внимание, так как, только решив эту проблему, можно решить другие проблемы геологии, такие как образование земной коры, причины деления ее на разные типы, формирование структур земной коры, образование и размещение месторождений полезных ископаемых, генезис нефтяных и газовых месторождений и т. д. В свою очередь, в проблеме верхней мантии главное место занимает вопрос поисков неоднородностей и изучение физических условий и процессов в них, поскольку лишь неоднородная мантия может быть источником разнообразных процессов в ней самой и в земной коре, только такая мантия может быть причиной многообразия структур земной коры.

В одной из предыдущих работ (Собакарь, 1966) автор описал аномальные области современных вертикальных движений земной коры Украины и показал их связь с геологической структурой (рис. 1, см. вкл. к стр. 7). Участки наиболее интенсивных поднятий соответствуют Карпатам, Галицко-Волынской впадине, Криворожско-Кременчугскому синклинию, Ингуло-Ингулецкому антиклинию и Саксаганскому срединному массиву. Этим структурным формам свойственны современные вертикальные движения, достигающие 10 мм/год и выше.

Таким областям, как юго-западная часть Русский платформы (пограничная с Украинским щитом), Овручский синклиний, Коростенский плутон, пограничная часть Днепровско-Донецкой впадины, Корсун-Новомиргородский плутон, Ингуло-Ингулецкий антиклиний, Верховцевско-Чертомлыкский синклиний, Запорожский срединный массив, центральные части Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин, Приазовский массив, Конкско-Ялынская впадина и южный борт Кальмиус-Торецкой котловины, свойственны восходящие вертикальные движения, превосходящие 4 мм/год . Для Конкского, Орехово-Павлоградского и Корсакского синклиниев характерны относительно слабые поднятия от 0 до 2 мм/год . Кальмиус-Торецкая и Бахмутская котловины интенсивно опускаются. Существенной особенностью областей поднятий является приуроченность к их ядрам интрузивных пород, в основном протерозойских и отчасти архейских.

Сопоставление схематического геологического разреза, рельефа поверхности докембрийских образований, графика современных движений

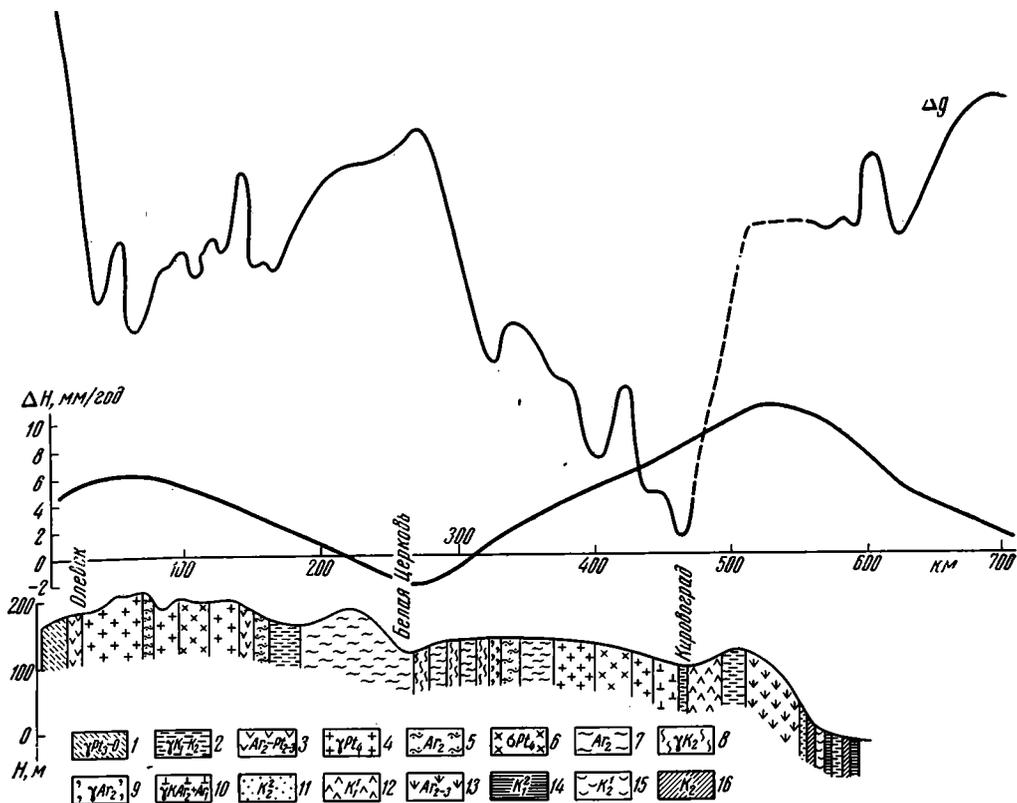


Рис. 2. Сопоставление геологического разреза, современного рельефа поверхности докембрия, графиков современных вертикальных движений земной коры и кривой Δg по профилю Олевск—Белая Церковь—Кировоград (геологическая основа по Н. П. Семенову, 1964)

1 и 2 — раннеорогенные протерозойские граниты; 3 — область мигматизации пород подольской группы складчатости, переработанной протерозойскими складчатостями; 4 — коростенский интрузивный комплекс (посторогенные граниты, связанные с разломами); 5 — область подольской группы складчатости (вулканогенные геосинклинальные формации); 6 — габбро, основные и ультраосновные породы; 7 — область мигматизации пород подольской складчатости; 8 — граниты саксаганской серии; 9 — архейские граниты; 10 — гранитоиды в переработанных массивах; 11 — верхнеархейская свита саксаганской серии (флишoidные отложения); 12 — ингуло-ингулецкая серия; 13 — области бугской и подольской групп складчатости, переработанные кировоградской складчатостью; 14 — спилито-кератофировая формация метабазитовой серии; 15 — джеспилитовая формация нижнего подъяруса саксаганской серии; 16 — верхнеславцевая свита саксаганской серии (флишoidные отложения)

и кривой Δg по направлению Олевск—Белая Церковь—Кировоград (рис. 2), показывает, что последние две кривые по знаку не совпадают. Области максимальных скоростей поднятий и опусканий частично или полностью соответствуют области минимумов и максимумов кривой Δg . Подобная картина наблюдается на профиле юго-восточнее Олевска, в районе Белой Церкви и Кировограда. Максимумы и минимумы второго и третьего порядков обусловлены, скорее всего, внутренней неоднородностью самых верхних частей земной коры. Какая часть максимумов и минимумов первого порядка обусловлена изменением плотности на глубине (вероятнее всего, в верхних частях мантии, или, быть может, на границе Мохо), а какая изменением плотности в низах земной коры, сказать пока трудно. Для этого нужны более детальные исследования.

На профиле нет резко выраженных форм рельефа, соответствующих областям современных поднятий и опусканий земной коры. Вместе с тем простой подсчет показывает, что если бы имело место устойчивое опускание или поднятие областей с теми скоростями, какие мы наблюдаем

сейчас, то район Кировограда должен был бы за 2000 лет подняться относительно Белой Церкви на 20—25 м. В действительности мы не только не имеем здесь подобной картины, а наоборот, Центральноукраинской области современных поднятий соответствуют отметки поверхности докембрийских образований, меньшие, чем в области современных опусканий, разделяющей Центральноукраинскую и Западноукраинскую области (в среднем на 100—160 м). Следовательно, нужно допустить, что либо период воздымания Центральноукраинской области относительно невелик (меньше 2000 лет), либо она занимала по сравнению с соседней областью опускания значительно более низкий гипсометрический уровень, и тогда период современного воздымания этой области может быть более 2000 лет.

По данным Е. А. Любимовой, Л. Н. Люсовой и Ф. В. Фирсова (1964), тепловой поток в районе Кривого Рога примерно на 15% больше, чем в районе Белой Церкви и Умани. Это отвечает областям интенсивных современных поднятий и опусканий. Рудники Криворожья, как известно, богаты термальными водами, что связано, по-видимому, с источниками тепла под областью интенсивных поднятий. Р. И. Кутас (1967), анализируя геотермический режим Карпат, показал, что распределение теплового поля тесно связано со структурными особенностями региона. Исследованный им район охватывает юго-западный склон Русской платформы и Карпатскую область, которая подразделяется на складчатые Карпаты, Предкарпатский и Закарпатский краевые прогибы, т. е. целиком входит в Западноукраинскую область современных вертикальных поднятий. Особенно высокими значениями температур характеризуется Закарпатский прогиб. Для Чоп-Мукачевской впадины градиенты температур достигают 50—65° С/км, а тепловой поток 2,2—2,5 мккал/см²·сек. Градиенты, вычисленные для интервалов глубин 500—1000 м, составляют: для юго-западной окраины Русской платформы около 20° С/км; Предкарпатского краевого прогиба 15—43° С/км (внешняя зона: градиент 30—43° С/км, тепловой поток 1,1 мккал/см²·сек; внутренняя зона: градиент 15—20° С/км, тепловой поток 0,8—0,9 мккал/см²·сек; внешней антиклинальной зоны 56° С/км; Выгорлат-Гутинской вулканической гряды — около 70° С/км; Закарпатского прогиба — около 87° С/км (тепловой поток 2,5 мккал/см²·сек).

Распределение теплового поля в региональном плане определяется глубинным строением региона. Наиболее низкие значения градиентов наблюдаются в зонах максимального прогибания палеозойского фундамента; повышенные — в зонах поднятия. И хотя, как считает Р. И. Кутас (1967), в целом распределение глубинных температур и градиентов определяется структурно-тектоническими особенностями района, мы вправе утверждать, что, как и в предыдущем случае, различия в интенсивности современных поднятий соответствуют различия в значениях теплового потока. Существенные структурные различия земной коры (платформа, геосинклиналь) соответствуют существенным различиям состояния мантии.

В. В. Гордиенко (1966) дает характеристику теплового потока для различных структурных регионов Крыма. Для Горного Крыма (тепловое поле изучено весьма слабо), в районе Ялты, тепловой поток — около 1,15 мккал/см²·сек, а близ Судака 1,2 мккал/см²·сек. На Керченском полуострове тепловой поток достигает 1,7 мккал/см²·сек. Центральной части Крымского полуострова свойствен тепловой поток 1,2—1,8 мккал/см²·сек. В расположенной здесь Новоселовской аномалии теплового потока его величина поднимается до 2,5 мккал/см²·сек. Индоло-Кубанский прогиб характеризуется тепловым потоком в 0,8—1,0 мккал/см²·сек. Для Сивашской впадины эта величина несколько больше. На Русской платформе, в области ее примыкания к Крыму, тепловой поток равен 1,0 мккал/см²·сек, а в районе Кривого Рога — 0,8 мккал/см²·сек.

Как видим, тепловые потоки в горных областях выше, чем на платформе. А поскольку рассмотренные горные области интенсивно поднимаются, можно утверждать, что областям современных поднятий соответствуют большие величины тепловых потоков, чем областям опускающих (то же самое для районов Кривого Рога и Белой Церкви).

Исследования приливных наклонов земной поверхности дают определенную зависимость между областями современных поднятий Украины и простиранием длинных осей аномальных эллипсов (рис. 1). Так, по данным П. С. Матвеева (1965), длинные оси аномальных эллипсов, построенных по волне M_2 , для Полтавы, Шмакова (Кривой Рог), Ингульца, Дарьевки (близ Херсона) (Богдан, Матвеев, 1966), Великих Будищ и Самогаевки, направлены к эпицентру Центральноукраинской области поднятий. Подобная же картина, по данным В. Г. Баленко, М. А. Кутного и А. Н. Новиковой (1966), наблюдается для районов Киева и Тореза. По данным З. Н. Аксентьевой и О. В. Чупруновой (1966), в Симферополе длинная ось аномального эллипса направлена к эпицентру Южнокрымской области современных поднятий. Для всех этих случаев длинные оси эллипсов почти ортогональны эквипотенциальным линиям современных поднятий.

Направление длинной оси аномального эллипса указывает, как известно, на направление наибольшего аномального наклона, наблюдаемого на данном пункте, что можно, с некоторой степенью допущения, считать равнозначным направлению наибольшей податливости земной коры и более глубоких слоев деформирующим силам. Аномальная податливость (механическая ослабленность) может быть вызвана самыми различными особенностями земной коры и верхней мантии: недостатком масс (уменьшенная плотность), различием строения и состава, анизотропией упругих свойств в горизонтальном и вертикальном направлениях и т. д. В нашем случае гравиметрический профиль (рис. 2) также указывает, что в ядре Центральноукраинской области поднятий имеется недостаток масс (минимум силы тяжести). Аномальная плотность этой области, состояние вещества, реологические и многие другие его свойства пока не определены, но сам факт существования аномальной плотности мантии говорит о ее значительной неоднородности. По сугубо приблизительной оценке эта неоднородность под Центральноукраинской областью расположена на глубине 50—70 км.

Важные данные для изучения неоднородностей в мантии и процессов, происходящих в них, предоставляют неперIODические временные вариации силы тяжести Земли. Изучение этих вариаций на территории Украины производится с 1963 г. (Собакарь, 1968₁). Наиболее перспективным для познания вариаций оказалось субширотное направление Харьков — Киев — Львов (рис. 3). Кроме преимуществ методического характера это направление дает пересечение Днепровско-Донецкой впадины, докембрийского Украинского щита, представленного рядом структурных элементов, и выходит в пределы альпийской геосинклинальной области Карпат. Это направление пересекает также Центральноукраинскую область современных поднятий и частично Западноукраинскую со скоростями воздымания земной поверхности до 10 мм/год.

Вдоль указанного направления заложен ряд долговременных фундаментальных гравитационных реперов и произведены две серии наблюдений (1965 и 1966 гг.). Точность измерений 1965 г. была равна $\pm 0,04$ мгл, а в 1966 г. $\pm 0,02$ мгл. Сравнение приращений силы тяжести на отдельных отрезках профиля дает неперIODические вариации силы тяжести. На рис. 3 нанесены кривые вариаций силы тяжести, современных вертикальных движений и аномалий Буге. Хотя численные значения вариаций силы тяжести незначительно выходят за пределы точности измерений, качественно они устанавливаются достаточно уверенно по закономерности поведения этой кривой, а также по тесной корреляции с двумя другими кривыми.

На участке профиля от Харькова до Тернополя кривые вариаций и региональные поля аномалий Буге совпадают по форме, а кривая ΔH имеет обратную форму. К западу от Тернополя соотношение кривых меняется: совпадают по форме кривые вариаций и вертикальных поднятий, а кривая регионального фона аномалий Буге обратна по знаку.

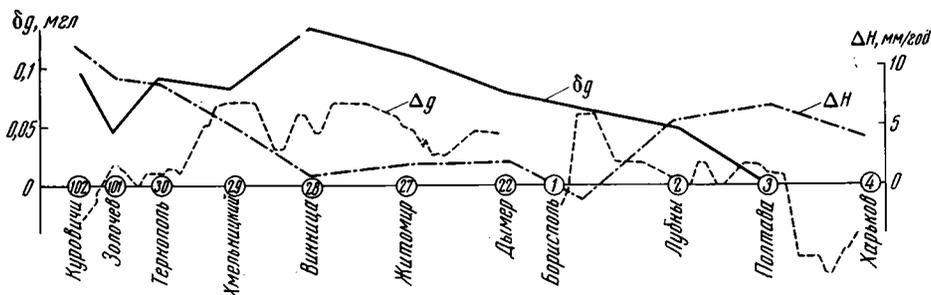


Рис. 3. Графики квазипериодических вариаций силы тяжести (δg , по наблюдениям 1965—1966 гг.), современных вертикальных движений ΔH , мм/год и Δg по профилю Харьков — Львов

Можно было бы предположить, что кривая вариаций является результатом накопления систематических ошибок наблюдений. Но, во-первых, измерения осуществлялись одним и тем же методом и одними и теми же гравиметрами, откуда следует, что одинаково накопленные ошибки при вычитании полей должны были взаимно уничтожаться; во-вторых, накопление должно было бы идти с нарастающим итогом, и тогда не могло возникнуть наблюдаемого подобия кривых вариаций и регионального поля аномалий Буге; в-третьих, накопление ошибок было бы пропорционально суммарному полю аномалий Буге, а не региональному, как это имеется в действительности. Отсюда следует, что кривая δg качественно отражает неперіодические вариации силы тяжести. Причину их следует искать в процессах, происходящих в верхней мантии и обуславливающих формирование структур земной коры.

Нетрудно видеть, что если бы гравитационное поле изменялось с теми скоростями, какие получены нами, то за очень непродолжительное время гравитационные аномалии поменяли бы свои знаки, что по-видимому, невозможно. Следует думать, что суммарная величина вариации образуется из разных по природе, периодам и амплитудам вариаций. Складываясь, они дают периодическое увеличение и уменьшение суммарных амплитуд. Они в конечном итоге и определяют эволюцию гравитационных аномалий.

Подобная же картина наблюдается в современных вертикальных движениях земной коры. Если бы, например, Центральноукраинская область поднятий воздымалась с той скоростью, какая наблюдается в настоящее время (около 10 мм/год), то за геологически малый промежуток времени должны были бы возникнуть горы невероятно большой высоты. А между тем известно, что за все послерифейское время (более полумиллиарда лет) поверхность Земли здесь не воздымалась выше уровня суходола. Из неотектонических данных известно, что чем дальше в геологическое время мы отступаем, тем меньше суммарные амплитуды неотектонических движений. Такое явление может быть объяснено, по-видимому, наложением движений разных периодов и амплитуд, суммарная величина которых за большой промежуток времени незначительна. В связи с этим подобного рода вариации гравитационного поля Земли, в отличие от короткопериодических и длиннопериодических приливных лунно-солнечных, могут быть названы квазипериодическими.

Е. Гротен (Groten, 1964) показал, что приливо-отливные деформации твердой Земли проявляют заметные региональные флюктуации.

Источниками этих различий в деформациях могут быть неоднородности верхней мантии. Первые результаты исследований показывают, что главные оси остаточных эллипсов во многих случаях ортогональны к линиям изоаномал гравитационного поля. Следовательно, неоднородности физических свойств верхней мантии могут обусловить гравитационные аномалии, а также изменения величин приливов и отливов твердой земной поверхности.

Таким образом, уже сейчас на Украине можно наметить Центральноукраинскую, Западноукраинскую, Восточноукраинскую, Крымскую и Донецкую неоднородности верхней мантии (рис. 1). Структура и состав коры над ними также являются индикаторами состава верхней мантии. Геологическая история этих участков является указателем на процессы в мантии и их историю.

В этом отношении небезынтересно рассмотреть палеогеографические условия Украины (Атлас палеогеографических карт..., 1960). Наиболее древние палеогеографические данные относятся к ташковскому времени рифея. Тогда почти все области современных поднятий (кроме Карпат и отчасти Крыма) составляли повышенный суходол. В горбашевское время они также представляли собой повышенный суходол. На остальной части территории Украины в это время были низинные аккумулятивные равнины и происходило постепенное общее воздымание поверхности.

В раннеизъяславское время рифея области современных поднятий Украинского щита представляли собой приподнятый суходол, а остальная часть Украины была залита мелким морем. В позднеизъяславское время море занимало всю территорию, а в виде пониженного суходола остались только области современных поднятий Украинского щита. В раннеушицкое время эти области обособились. В позднеушицкое время вновь произошло общее поднятие территории над уровнем моря (кроме Карпат и Крыма). Такая обстановка сохранилась в течение всего кембрия, ордовика, отчасти силура.

В раннем девоне Восточноукраинская область современных поднятий начала обособляться от Центральноукраинской. Это обособление оформилось в течение франского века. Полосе обособления были свойственны проявления вулканической деятельности. В турнейский век карбона Восточноукраинская область полностью погрузилась под поверхность относительно глубокого моря. Остальные области поднятий Украинского щита были заняты суходолом. Море постепенно наступало на территорию Украины. Свободными от моря оставались только суходолы юго-западной Украины. В визейский век почти вся территория Украины освободилась от моря. Мелководьем были заняты частично Крым и Восточноукраинская область. В башкирский век мелкое море заливало Днепровско-Донецкую впадину, Донбас, частично восточные Карпаты и южный Крым. На территории современного Азовского моря и северного Крыма возникли горы, поднимались Карпаты (район Рахова). К сакмарскому веку перми практически вся территория Украины освободилась от моря. Только Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс были заняты мелководным морем, лагунами и низинными аккумулятивными равнинами. Горы на месте Азовского моря и северного Крыма были денудированы, а южный Крым погрузился под поверхность моря. В раннюю и среднюю эпохи триаса море снова наступило на Крым и Карпаты. К ааленскому веку юры современные поднятия Украинского щита объединились в одну область; возникли теперешние Крымские горы. Над поверхностью моря поднялся северный Крым (район Тарханкута). С этого времени в течение всей юры и мела Крымские горы то появлялись над поверхностью моря, то почти полностью погружались под нее.

Области современных поднятий Украинского щита вплоть до альбского времени мела представляли собой приподнятый суходол. В альб-

ский век произошло обособление Западноукраинской области путем проникновения моря через районы Одессы — Первомайска — Черкасс. В турон-коньякское время над поверхностью моря в виде пониженных суходолов возвышались только современные поднятия Украинского щита и южного берега Крыма. В палеогене море то отступало с территории Украины, то снова наступало на нее. Области современных поднятий Украинского щита то объединялись, то распадались на отдельные островки, но Крымские горы и Карпаты вели себя уже как самостоятельные структурные формы.

Таким образом, хотя области современных поднятий и вели себя на протяжении видимой геологической истории до некоторой степени самостоятельно, в целом их погружения под уровень моря и воздымания над ним были непостоянны и происходили под влиянием, главным образом, не местных, а глобальных причин. Следовательно, неоднородности верхней мантии имеют локальный характер. Особенно наглядно это видно при анализе палеогеографических карт неогена, четвертичного периода и карты неотектоники.

В тортонский век миоцена в виде приподнятого суходола обособленно существовала Восточноукраинская область современных поднятий вместе с частью Донбасса, частично — Центральноукраинская (западная часть) область и северо-восточная часть Западноукраинской. Море занимало Закарпатье, Предкарпатье, Степной Крым и юг Украины до Запорожья. Таким образом, значительная доля южной и восточной частей Центральноукраинской области современных поднятий не испытывала существенных вертикальных движений. Более того, в среднем сармате наблюдается погружение части юга Украины. Только к киммерийскому веку плиоцена море отступило почти в современные берега. В днепровский век плейстоценовой эпохи юг Украины с частью Крыма снова испытал значительные погружения. Наиболее приподнятыми остались Карпаты, Крымские горы и Приазовский массив (Восточноукраинская область современных поднятий).

Характерные данные предоставляет карта новейшей тектоники рассматриваемой территории (рис. 4). В неоген-антропогеновое время Карпаты и Крымские горы испытывали интенсивные поднятия (Карта новейшей тектоники СССР, 1959). Примерно в очертаниях современных поднятий воздымался Приазовский массив и почти вся Западноукраинская область. Сложнее обстоит дело с Центральноукраинской областью. Ее конфигурация почти не походит на контуры структур новейшей тектоники. Некоторое подобие намечается только в районе Николаева. Но и здесь изолинии суммарных деформаций донеогеновой поверхности параллельны между собой на относительно небольших участках. Если эта параллельность более или менее выдержана в области погружений, то в области поднятий параллельности почти не наблюдается. Например, нулевая изолиния не параллельна ни изолинии поднятий, ни изолинии погружений. Все это свидетельствует об очень неустойчивых по величине и направлению вертикальных движений в Центральноукраинской области.

Если принять, что изолинии $+100$ и $+50$ м южнее Кировограда с достаточной степенью точности параллельны (этот факт свидетельствует об устойчивости поднятия), что изолинии проведены по общему правилу, т. е. сечение взято не чаще, чем через $2,5 \epsilon$ (ϵ — точность определения суммарных деформаций донеогеновой поверхности), то ритмичные колебания, современные каждой эпохе неоген-антропогена, не должны быть больше ϵ (20 м). В этом случае мы получаем, что период вертикальных поднятий со скоростью 10 мм/год должен быть не больше 2000 лет. Следовательно, приведенная нами выше цифра периодичности современных поднятий в Центральноукраинской области не выше 2000 лет соответствует действительности. Эта область никогда не была в не-

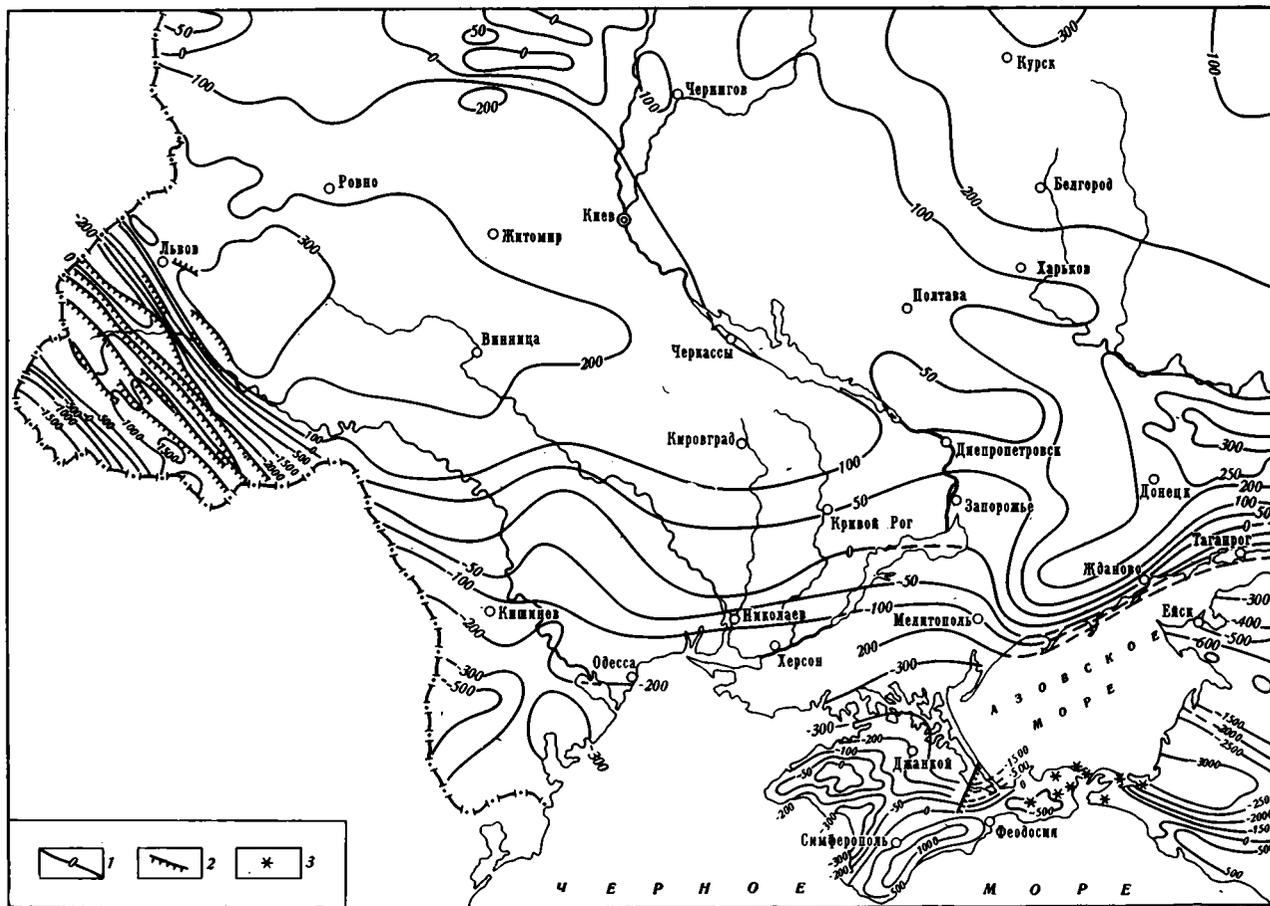


Рис. 4. Фрагмент карты новейшей тектоники СССР

1 — изолинии суммарных деформаций донеогеновой поверхности, отражающие формы новейшей структуры; 2 — новейшие пологие надвиги (установленные и предполагаемые); 3 — грязевые вулканы

далеком геологическом прошлом значительно погружены в сравнении с окружающими территориями. Об этом убедительно говорят и палеогеографические карты.

Неоднородности верхней мантии имеют различную природу. Скорее всего, они были заложены в теле Земли изначально, при ее формировании из протопланетного вещества. Постоянство состава этого вещества совсем не обязательно. Наоборот, скорее следует допустить значительное непостоянство. Индикатором этого непостоянства может служить состав видимых верхних частей земной коры над неоднородностями мантии. Процессы в этих неоднородностях протекают с разной скоростью, время их начала различно. Энергетическими источникам являются гравитационное сжатие при образовании планеты, радиоактивный распад веществ в неоднородностях и дифференциация вещества по плотности. Косвенными причинами тектонических процессов в земной коре могут быть явления, связанные с восстановлением фигуры равновесия Земли, нарушенной упомянутыми процессами.

Центральноукраинская неоднородность верхней мантии возникла, скорее всего, в догеологическую стадию формирования Земли. Если принять ее латеральную поверхность, по контурам современных поднятий земной коры, равной $80\,000\text{ км}^2$, а глубину до подошвы — 400 км , то объем этой неоднородности составит $1/35000$ объема Земли, что дает право считать Землю с такими неоднородностями квазиоднородной. Энергетическими источниками процессов в этой неоднородности явились разогрев в процессе гравитационного сжатия и радиоактивного распада, а также дифференциация вещества. Вещество неоднородностей разогрелось, вероятно, до значительной потери вязкости. Наиболее интенсивные процессы происходили в архее и протерозое, а к палеозою в основном закончились. В ядре современных поднятий земной коры над этой областью залегают протерозойские и отчасти архейские гранитоидные массы различного состава. Можно предполагать значительное отличие состава этой неоднородности от других неоднородностей мантии Украины. Судя по характеру структуры коры над этой неоднородностью и времени ее формирования, можно утверждать, что процессы завершились в основном в архейско-протерозойское время и в дальнейшем носили стационарный характер, а вертикальные движения несли черты эпейрогенических колебаний. В настоящее время поднятие этой области, скорее всего, можно объяснить приспособлением земной коры в фигуре равновесия Земли. Детальное изучение неотектонических движений в этой области прольет свет на периодичность таких поднятий. В противном случае придется предположить, что современные поднятия в Центральноукраинской области имеют весьма непродолжительную историю, и тогда нужно будет отыскивать причины движений в современных процессах в самой неоднородности. Сказанное выше в полной мере относится к Восточноукраинской неоднородности мантии и к платформенной части Западноукраинской.

Крымская неоднородность, вероятнее всего, возникла в процессе формирования Черноморской впадины, погружения северного Причерноморья и восстановления Землей фигуры равновесия. Естественно, что в этой области должны возникнуть интенсивные напряжения в коре и в подкоровом веществе. Некоторая часть возникших при этом напряжений разряжалась в виде землетрясений, другая — в виде воздыманий земной поверхности и теплового излучения. Анализ палеогеографических карт показывает, что Крымские горы возникли в ранней юре. С тех пор они поднялись над поверхностью моря на $1,5\text{ км}$. В неоген-четвертичное время наблюдается устойчивый рост Крымских гор и, по существу, их современная высота достигнута за этот отрезок времени. К сожалению, современные движения Крымских гор весьма слабо изучены.

Не ясна природа Карпатской неоднородности верхней мантии.

Донецкая неоднородность верхней мантии начала интенсивно проявляться в верхнедевонское время вместе с формированием Днепровско-Донецкой впадины, когда по линиям разломов здесь произошли значительные опускания, сопровождавшиеся интенсивными вулканическими извержениями. Вулканогенные породы фаменского возраста (палеобазальты, туфы и др.) известны в обнажениях на юго-западной окраине Донбасса, а скважинами вскрыты и в других местах. В средней юре море продолжало покрывать северо-западную окраину Донбасса. В позднем бате интенсивно проявилась подводная вулканическая деятельность с нагромождением пирокластического материала; формировались толщи туфогенных песчаников с прослоями известняков и глин. В целом в докаменноугольное время область Донецкой неоднородности характеризовалась интенсивными вулканическими извержениями из подкоровых глубин. В нижнекаменноугольное время в области Донецкой неоднородности происходило спокойное накопление мощных толщ осадков с образованием ядер соляных структур. В доверхнеюрское время в области Донецкой неоднородности проявились активные тектонические процессы, приведшие к смятию всех более древних толщ в складки различной конфигурации. Причину этих процессов следует искать в интенсивных вулканических выбросах вещества мантии в средней юре. В результате было нарушено равновесное состояние земной коры в области неоднородности, а последующее восстановление этого состояния привело к смятию осадочных толщ в складки. По данным ГСЗ, сейчас здесь наблюдается погружение поверхности Мохоровичича на несколько километров. Вещество мантии, сжимаясь после энергетической разгрузки, образовало свободное пространство, которое, в свою очередь, заполнялось опускавшейся земной корой и осадками. Все это сминалось в складки в процессе восстановления фигуры равновесия. Полость, возникшая в результате выброса вещества из мантии, подобно диафрагме затягивалась одновременно с восстановлением Землей фигуры равновесия. В настоящее время поверхность Мохо в Днепровско-Донецкой впадине приподнята по сравнению с ее положением под Украинским щитом и Воронежским массивом, тогда как в Донбасской неоднородности поверхность Моховичича, по данным ГСЗ (Соллогуб, 1967), погружена на несколько километров.

Приведенные рассуждения о неоднородности верхней мантии подтверждаются данными глубинных сейсмозондирований (Соллогуб, 1967). Поверхность Мохо сильно нарушена и раздроблена. Анализ волновой картины показывает, что она существенно меняется от региона к региону. В каждом из них выделяются свои типы волн, не прослеживающиеся в других регионах. Образование группы глубинных волн связано с различием физических свойств сейсмических границ. Например, по профилю Ногайск — Константиновка — Ровеньки, пересекающему восточную часть Украинского щита (Восточнoукраинскую неоднородность верхней мантии), западный Донбасс (Донецкую неоднородность) и Днепровско-Донецкую впадину, граничные скорости поверхности Мохо меняются от $8,2 \text{ км/сек}$ в области Восточнoукраинской неоднородности до $8,5 \text{ км/сек}$ (на некоторых участках даже до $8,9 \text{ км/сек}$) в области Донецкой неоднородности. Вместе с тем на профиле Крым — Воронежский массив, проходящем западнее Донецкой неоднородности, граничные скорости на поверхности Мохо в пределах Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины значительно ниже, чем в пределах Донецкой неоднородности, и колеблются в интервале $8,1—7,7—7,9 \text{ км/сек}$. В пределах Центральнoукраинской неоднородности граничные скорости на предполагаемой поверхности Мохо сильно занижены по сравнению с обычными, и поверхность теряет четкость. Приведенные данные показывают, что в областях современных поднятий и опусканий поверхность Мохо ведет себя по-разному. Это обстоятельство, как мы полагаем, должно означать,

что современные вертикальные движения земной коры обусловлены процессами в верхней мантии.

Необходимо отметить, что наиболее крупные газовые месторождения Украины пространственно приурочены к Донецкой неоднородности верхней мантии. Если считать, что газы имеют мантийное происхождение, а такой точки зрения придерживаются многие исследователи, то в подобной приуроченности нет ничего удивительного. Современные вертикальные движения земной коры могут быть еще одним поисковым признаком на газ. Кстати, сами по себе современные движения должны благоприятствовать диффузии газов с глубин, так как разуплотняют лежащие выше породы, образуют трещины — каналы для транспортировки газовых смесей из мантии.

Для изучения природы и характера процессов в верхней мантии Украины и формирования структур земной коры настоятельно необходимы систематические и детальные исследования вариаций силы тяжести, наклонов земной поверхности, теплового потока, вариаций геомагнитного поля, распределения напряжений в земной коре, изостатического состояния земной коры, вулканизма, землетрясений. Необходимо провести высокоточные и детальные повторные нивелировки с достаточно густой сетью нивелирных ходов, магнитотеллурических зондирований и изучить реологические свойства земной коры и мантии. Только полный комплекс исследований позволит выяснить природу тектонических процессов.

Литература

- Аксентьева З. Н., Чупрунова О. В. Предварительные результаты наблюдений над приливными наклонами на Крымском полигоне (Симферополь). В кн. «Земные приливы», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской СССР (с элементами литофаций), Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Баленко В. Г., Кутный А. М., Новикова А. Н. Предварительные результаты наклономерных наблюдений на станции «Киевский Лавро-Печерский заповедник». В кн. «Земные приливы», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Богдан И. Д., Матвеев П. С. Предварительные результаты наклономерных наблюдений в Дарьевке. В кн. «Земные приливы», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Гордиенко В. В. Природа геотермических аномалий Крымского полуострова. В кн. «Геофизические исследования строения земной коры», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Карта новейшей тектоники СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
- Кутас Р. И. Особенности геотермического режима Советских Карпат, Геофизика и астрономия, № 11, 1967.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений. В кн. «Геотермические исследования», Изд-во «Наука», 1964.
- Матвеев П. С. Аномалии приливных наклонов земной поверхности в Полтаве, Шмакове и Ингульце. В кн. «Динамика земной коры», Изд-во «Наука», 1965.
- Матцкова В. А. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на юго-западе Европейской части СССР и некоторые соображения о природе этих движений. В кн. «Современные движения земной коры», Изд-во АН СССР, 1963.
- Семеновенко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита, М. 1 : 1 000 000. Изд-во АН УССР, Киев, 1964.
- Собакаръ Г. Т. Геологическая структура Украины и современные движения земной коры. В кн. «Геофизические исследования строения земной коры», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Собакаръ Г. Т. Квазіперіодичні варіації сили тяжіння України, Докл. АН УРСР, № 9, 1968₁.
- Собакаръ Г. Т. Неоднородности верхней мантии Украины. Докл. АН СССР, т. 179, № 6, 1968₂.
- Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. В кн. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы», Верхняя мантия, № 5, Изд-во «Наука», 1967.
- Grotten E. On the correlation of gravity with tidal anomalies. Geophys. Prospect., v. 12, No. 4, 1964.

УДК 551.21+551.22

В. В. КИСЕЛЕВ, В. Г. КОРОЛЕВ

О СООТНОШЕНИИ ИНИЦИАЛЬНОГО И СУБСЕКВЕНТНОГО МАГМАТИЗМА

Позднедокембрийские и палеозойские геосинклинали Тянь-Шаня и Центрального Казахстана дают хорошие примеры подтверждения схемы Г. Штилле по смене магматических формаций во времени. Накопленный к настоящему времени материал по тектонике и магматизму этого региона позволяет дополнить сложившиеся представления историко-временных связей проявлений разнотипного магматизма некоторыми закономерностями по их пространственным взаимоотношениям.

В условиях полицикличности структуры типа эвгеосинклиналей с четко проявленным инициальным гипогенным магматизмом, равно как и структуры типа наложенных мульд и краевых вулканических поясов, вмещающие продукты субсеквентного магматизма, выступают как самостоятельные новообразования, связанные с активизацией самого различного по тектоническому состоянию субстрата.

Проблема соотношения инициального и субсеквентного магматизма содержит целый ряд вопросов, в той или иной мере затрагивавшихся петрологами и тектонистами. Основная их часть связана с собственно субсеквентным магматизмом и его положением в рамках плутонических и вулканических ассоциаций. Г. Штилле (1964), впервые выделивший в систематике магматизма самостоятельную субсеквентную, или «вулканоплутоническую», ассоциацию, охарактеризовал ее следующими особенностями (отличающимися от собственно плутонической и вулканической ассоциаций классической систематики Кеннеди (Kennedy, Anderson, 1938), Клооса — Ритмана, (Cloos, Rittman, 1939): 1) по типу пород — сиалические (из сиалических расплавов); 2) по происхождению — палингенные, из верхней части сиалической коры; 3) по форме проявления — существенно вулканические; 4) по временным соотношениям — как наступающие после альпинотипных, главных орогенезов, в период квазикратонного состояния, но до перехода в кратонное, для которого характерен конечный финальный магматизм собственно вулканической ассоциации гипогенного происхождения.

Дальнейшее изучение субсеквентного магматизма петрологами идет главным образом в рамках поставленных Клоосом — Ритманом — Кеннеди и Г. Штилле проблем. Существенно дополняют эти исследования изучение тектонистами эпох «обычного» проявления субсеквентного магматизма: так называемого квазикратонного периода Г. Штилле, геантиклинального этапа В. А. Николаева (1953, 1957), орогенного этапа А. А. Богданова (1960), заключительной стадии тектонического цикла развития эвгеосинклиналей В. Е. Хаина (1959) и конкретных, свойственных этому своеобразному времени развития структур типа брахигеосинклиналей А. В. Пейве (1948), наложенных мульд Н. С. Шатского, Н. А. Штрейса (1947), орогенных поясов А. А. Богданова (Ажгирей, 1962; Арапов, 1962; Клитин, Постельников, 1966; Кнауф, 1960; Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963, 1964; Салун, 1957; Устиев, 1963, и др.). Во всех этих работах так или иначе (В. Кузнецов, 1958; Милановский,

Хаин, 1962, Устиев, 1963; Херасков, 1963; Шейнманн, 1962; Штрейс, 1967) затрагиваются вопросы связи тектоники и магматизма, высказываются соображения о происхождении магм, по временным соотношениям магматических проявлений и тектонических трансформаций и, естественно, по общему ходу развития земной коры. Общим, за немногочисленными исключениями, в рассмотрении этих вопросов является метод изучения, наблюдаемых магматических и тектонических процессов в их развитии во времени. Довольно стройные концепции сложившихся представлений историко-временных связей тектоники и магматизма, эволюции тектонических и магматических процессов, как нам представляется, могут существенно дополниться после более детального, чем это сделано к настоящему времени, изучения рассматриваемых процессов и явлений с точки зрения пространственных, латеральных связей. В качестве иллюстрации этого может быть приведена работа Н. А. Штрейса (1967) «Проблема связи магматизма и складчатости», в которой после рассмотрения именно с этих позиций истории развития геосинклинальных систем он приходит к выводу о длительности и соизмеримости процессов формирования гранитоидов с процессами осадкообразования и накопления вулканических толщ, синхронности развития корового магматизма и чуждого процессу становления «гранитного» слоя — гипогенного магматизма.

В настоящем кратком сообщении мы изложим соображения о пространственной связи инициального, заведомо гипогенного магматизма с субсеквентным магматизмом, вытекающие из анализа соотношений структур и докембрийско-палеозойских осадочных и вулканогенных формаций Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, которые, как нам кажется, оттеняют новые стороны процессов связей инициального и субсеквентного магматизма.

Обширная территория Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, прошедшая длительную и сложную историю тектонического развития, по существу включает все разнообразие тектонических элементов, выделяемых в настоящее время в структуре континентальной земной коры (Борукаев, 1955; Киселев, Королев, 1968; Кнауф, 1960₁, 1966; Королев, 1960, 1961; Пейве, 1948; Тектоника Евразии, 1966). В рифейско-палеозойской истории ее развития с большей или меньшей четкостью, но практически всегда с достаточной достоверностью выделяются основные тектонические преобразования этих структурных элементов, что дает возможность по характерным формационно-тектоническим комплексам воссоздать общую картину их смены, причем не только во времени, но и латерально.

Позднекембрийские и палеозойские геосинклинальные системы Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, проанализированные с точки зрения историко-временных связей составляющих их структурных элементов и слагающих формационных комплексов, прекрасно подтверждают классическую схему Г. Штилле о смене от инициального магматизма субсеквентным, о взаимоотношениях последнего с гранитоидами батолитового типа. Осадочные магматические формации региона закономерно входят в раннерифейский (готский), позднерифейский (асинтский), раннепалеозойский (каледонский), позднепалеозойский (герцинский) структурные комплексы (Киселев, Королев, Нурманбетов, 1965; Киселев, Королев, 1967; Кнауф, 1960₂; Королев 1960, 1961). В составе каждого из них отчетливо выделяются формации инициального гипогенного вулканизма, плутоническая ассоциация конца собственно геосинклинального развития («синорогенный магматизм орогенических фаз» Г. Штилле), субсеквентный магматизм геоантиклинальных этапов (квазикратонный период Г. Штилле, этап наложенных мульд Н. А. Штрейса) и, наконец, конечный магматизм вполнекратонных периодов Г. Штилле, соответствующий этапу перехода подвижной области в субплат-

форменное состояние. Формации инициального магматизма докембрийских комплексов представлены офиолитового типа эффузивами терсейской, карсакапайской, еременьтауской серий (Борукаев, 1955; Киселев, 1964; Королев, 1960; Миллер, 1958; Недовизин, 1964), среди которых описаны спилито-диабазовая, андезито-базальтовая, кварцево-кератофировая, «яшмокварцитовая» формации, входящие в группу спилито-кератофировых формаций Ю. А. Кузнецова (1964). В качестве представителей субсеквентных магматических проявлений можно указать порфировые толщи коксуйской серии Улу-Тау (Филатова, 1962), серию Большого Нарына и экургенкольскую свиту Терсей Ала-Тоо, малокаройскую серию Каратау (Киселев, Королев, 1967), сложенные липаритовыми и пестроцветными кремнисто-туфовыми формациями порфирово-туфовой группы формаций Ю. А. Кузнецова (1964).



В палеозойских комплексах инициальные и субсеквентные магматические проявления изучены много лучше и фиксируются сравнительно легко. В числе представителей инициального гипогенного магматизма в первую очередь должны быть указаны капкатасская и бошекульская серии (Борукаев, 1955; Киселев, 1964; Королев, Криволуцкая, 1960; Лялин и др., 1964; Маркова, 1961; Миллер, 1949; Недовизин, 1964), силурийско-девонские вулканиты Алай-Кокшаала, а к субсеквентным образованиям относятся среднепалеозойские, преимущественно кислые эффузивы наложенных мульд Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня (Богданов, 1965; Гарецкая, 1962; Кнауф, 1960₂; Пейве, 1948; Сергиев, 1948), верхнепалеозойские вулканиты Чаткала, Курамы (Арапов, Ткачев, 1961; Богданов, 1967). Как для докембрийских, так и для палеозойских комплексов в целом с большей или меньшей строгостью выявляется следующая общая последовательность формационных групп: инициальная вулканогенно-осадочная → флишево-молассовая → гранитоидные интрузии батолитового типа → субсеквентная порфирово-туфовая → покровная моласса → финальный (траптовый) магматизм.

В латеральных взаимоотношениях разновозрастных формационных групп также выдерживаются вполне определенные, пространственные связи. Геоантиклинальные формации, «венчающие» доготский комплекс, оказываются синхронными инициальной вулканогенно-осадочной группе готского комплекса, геоантиклинальная группа готид синхронна инициальной группе байкалид, а геоантиклинальные формации каледонского этапа разновозрастными инициальными формациям герцинид. Оказываются близко равновеликими и отрезки времени, выпадающие на жизнь па-

Тектонические эпохи		Северный Тянь-Шань	Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона	Алай-Кокшаальская структурно-фациальная зона
Альпийская тектоническая эпоха	Кайнозой	Орогеническое состояние		
		Траппы		
	Мезозой	Активизация		
Кратонное состояние				
Герцинская тектоническая эпоха	Поздний субсеквентный магматизм		Поздний субсеквентный магматизм	Гранитоиды
	Квазикратонное состояние		Квазикратонное состояние	Геосинклинальное состояние
	Ранний субсеквентный магматизм		Ранний субсеквентный магматизм	Инициальный магматизм
Активизация				
Каледонская тектоническая эпоха	Гранитоиды		Кратонное состояние	Траппы
	Геосинклинальное состояние			
	Инициальный магматизм			
Активизация				
Байкальская тектоническая эпоха	Гранитоиды		Квазикратонное состояние	Субсеквентный магматизм
	Геосинклинальное состояние			
	Инициальный магматизм			
Активизация				
Позднеготская тектоническая эпоха				

раллельно развивающихся участков земной коры по геосинклинальному, платформенному (кратонному) и геоантиклинальному (квазикратонному) типам. Для идеальных условий развития всех смежных разновозрастных структур складчатой области по единому принципу и полно, с прохождением всех стадий мы имели бы следующую схему для байкальской, каледонской и герцинской тектонических эпох: насколько эта схема отличается от реально наблюдаемой, можно увидеть, сравнив ее с составленной по этому принципу схемой тектонического развития региона Тянь-Шаня (таблица). Не останавливаясь на особенностях развития конкретных структур Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, поскольку это бы вылилось в описание тектонического строения региона, подчеркнем только общие выводы по особенностям пространственной локализации формаций — представителей инициального и субсеквентного магматизма.

В настоящее время для Тянь-Шаня имеется целый ряд примеров, показывающих развитие рифейско-палеозойских эвгеосинклиналей на самых различных субстратах (см. таблицу). Практически все они имеют характер узких, отчетливо выраженных линейных трогов, более или менее резко несогласно наложенных на структуры, развившиеся в пред-

шествующие тектонические эпохи как до квази-, так и до вполне кратонного состояния. В таких условиях полицикличности появление гипогенного магматизма на инициальной стадии развития структур естественно считать магматическим проявлением процессов тектонической активизации, регенерации. Процесс регенерации структур предшествующих этапов тектогенеза последующими не является исключительной особенностью, свойственной только Тянь-Шаню и Центральному Казахстану. Подобный процесс неоднократных структурных перестроек доказан для смежных областей Китая (Синицин, 1948) и ряда других регионов Евразии и Америки (Варданянц, 1960; Вонгаз, 1963; Салоп, 1960^{1,2}; Шейнманн, 1956, 1957, 1958). Субсеквентный магматизм в «идеальных» случаях полных, по В. Е. Хайну (1959), циклов тектогенеза, примером которых могут служить каледониды Северного Тянь-Шаня, проявляется в геoaнтиклинальные, квазикратонные стадии развития, отделяясь от времени основных складкообразовательных движений периодом внедрения батолитового типа гранитоидных интрузий и значительным промежуточком времени после их консолидации. Накопление вулканогенных толщ происходит в наземных условиях в режиме дифференцированных восходящих движений совместно с формированием континентальных и эпиконтинентальных красноцветных терригенных формаций. Конкретный материал подтверждает высказанную Г. Штилле мысль о постумности субсеквентных магматических масс по отношению к батолитам и связях скорее парагенетического, а не генетического плана. Молассовые и вулканогенные толщи геoaнтиклинального этапа формируются в совершенно независимых наложенных структурах, основанием которых нередко служат непосредственно эродированные поверхности гранитоидов предшествующего батолитового этапа. Промежуток времени, разделяющий момент консолидации батолитов и начала связываемого с ним субсеквентного магматизма, обычно колеблется в пределах 20—50, а в отдельных случаях достигает 80 млн. лет и более. Самостоятельность субсеквентного магматизма становится еще более очевидной при рассмотрении положения в пространстве структур, вмещающих его проявления. Так называемые эпитогские, эпибайкальские, эпикаледонские наложенные мульды, сложенные продуктами «субсеквентного» магматизма, не обнаруживают пространственной зависимости от областей проявления батолитового типа интрузий. Как правило, они тяготеют к смежным с замыкающейся геосинклинально областям стабильной рамы, либо к срединным или внутренним массам, выступавшим в период развития геосинклинальной области как позитивные структуры. Исследователи, изучавшие наиболее крупные из наложенных мульд, выполненных продуктами субсеквентного магматизма, всегда приходили к выводу об их структурной самостоятельности. Достаточно вспомнить среднепалеозойский Центрально-Казахстанский вулканический пояс, выделенный А. А. Богдановым (1960, 1967), выделенные в самостоятельный тип глубинных структур брахигеосинклинали А. В. Пейве (1948). К таким же выводам приходит С. С. Шульц (1962), сравнивающий современные орогенические области с древними орогенами и считающий орогенез самостоятельным тектоническим процессом, обусловившим формирование особых геоструктурных областей, а не конечной стадией гессинклинального развития. Ни у кого не вызывает сомнений структурная самостоятельность авлакогенов, несущих продукты «субсеквентного» магматизма (Гордасников, Троицкий, 1966; Масайтис, Старицкий, 1963; Новикова, 1959^{1,2}).

Наличие в пределах платформ проявлений «субсеквентного» магматизма самого различного возраста в настоящее время установлено во многих местах. Субсеквентные вулканиты описаны в основании чехла Восточно-Европейской платформы (Богданов, 1967; Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966), в основании платформенного чехла Русской плиты

(Нювикова, 1959), отмечается их проявление на ранних этапах жизни Аравийско-Нубийского щита (Schurmann, 1961), среди орогенных образований байкалид Восточной Сибири (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966), в горах Канадского щита и массивах Северного обрамления Африканской платформы (Эльмквист, 1963). Вообще наличие «субсеквентного» магматизма полагается непременным атрибутом структур типа авлакогенов (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966). «Субсеквентный» магматизм при этом рассматривается как один из характернейших признаков начинающейся активизации кратонных областей. Немаловажным, с нашей точки зрения, является и вопрос продолжительности «субсеквентного» магматизма и вообще геосинклинальных или орогенных эпох. Г. Штилле (1964), отстаивая тезис о том, что «субсеквентный вулканизм не какое-то второстепенное явление в общей картине магматизма Земли», приводил примеры продолжительности субсеквентного магматизма, достигающие 100 млн. лет. В Тянь-Шане и Центральном Казахстане обычная продолжительность проявления субсеквентного магматизма одна-две системы, а длительность развития вмещающих продукты субсеквентного магматизма структур соизмерима с продолжительностью собственно геосинклинальных периодов, т. е. близка продолжительности тектонического цикла.

Таким образом, по признакам длительности развития, структурной самостоятельности (идентичность со структурами типа авлакогенов Н. С. Шатского или Furchezonen Г. Штилле) и к этому еще следует добавить — по энергии движений и количеству магматических продуктов — структуры, несущие субсеквентные проявления, не отличаются от новообразований типа эвгеосинклиналей, но характеризуются существенно иным формационным заполнением и общим характером движений (поднятие). В связи с этим понятия субсеквентного периода и субсеквентного магматизма Г. Штилле приобретают несколько иной смысл. Магматические проявления рассматриваемой ассоциации должны связываться не с предшествовавшими его появлению тектоническими этапами и плутолизмом, а с эпохами тектонической активизации, приводящими одновременно к формированию как структур типа эвгеосинклиналей с гипогенным магматизмом инициальных стадий, так и структур типа наложенных мульд с вулканитами «субсеквентной» ассоциации.

На характер этих синхронно идущих процессов, очевидно, очень серьезное влияние оказывает состояние активизировавшегося субстрата.

Рассмотрение с изложенных позиций происхождения пород субсеквентной ассоциации делает понятной присутствие среди слагающих ее сиалических, палингеного происхождения продуктов таких пород, отнесение которых к представителям сиалического магматизма вызывает серьезные возражения. Вполне возможно, что в какие-то моменты процесс гранитоидной активизации может достигать уровней базальтоидной, свойственной эвгеосинклиналям и кратонам, в результате чего вероятно появление комплексов смешанного происхождения. Быть может, с большой жесткостью субстрата и значительной мощностью сиала связана амагматичность современного Тянь-Шаня и сходных с ним орогенных областей, возникших на платформах.

ВЫВОДЫ

1. Позднедокембрийские и палеозойские геосинклинали Тянь-Шаня и Центрального Казахстана дают прекрасные примеры подтверждения классической схемы Г. Штилле по временной смене магматических формаций.

2. Накопленный материал по тектонике и магматизму Тянь-Шаня и Центрального Казахстана позволяет дополнить сложившиеся представления историко-временных связей проявлений разнотипного магма-

тизма некоторыми закономерностями по их пространственным взаимоотношениям. В условиях полицикличности развития, свойственных структурам рассматриваемого региона, структуры типа эвгеосинклиналей с четко проявленным инициальным гипогенным магматизмом, равно как и структуры типа наложенных мульд и краевых вулканических поясов, вмещающие продукты субсеквентного магматизма, выступают как новообразования, связанные с активизацией самого различного по тектоническому состоянию субстрата. При общем сходстве протекающих при этом процессов они резко различаются внутренним содержанием. Процесс активизации, результатом которого является возникновение эвгеосинклинальной борозды и активное внедрение глубинных базальтоидных расплавов, может быть назван геосинклинальной активизацией. В противоположность ему активизация в структурах типа наложенных мульд, авлакогенов или дива, характеризующихся преимущественно сиалическим палингенного происхождения магматизмом, носит гранитоидный характер и происходит в орогенных условиях. Приминительно к последней может быть наиболее приемлемо название «квазикратонная активизация».

3. Процессы квазикратонной и геосинклинальной активаций, как устанавливается, протекают, в смежных областях и близко синхронно, по-видимому, будучи связаны с одной общей причиной.

Таким образом, магматические проявления выделенной Г. Штилле субсеквентной ассоциации как «последыша» гранитоидного магматизма, завершающего «альпинотипный главный орогенез», оказываются в более тесной связи с синхронной им гипогенной вулканической ассоциацией, нежели с плутонической.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Главные типы тектонического развития и магматизма геосинклинальных областей (на примере Кавказа, Алтая и Тянь-Шаня). Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Арапов В. А., Ткачев В. И. О верхнепалеозойских туфолах и игнимбритах Кураминского хребта. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Сб. «Каледонская орогения», Изд-во АН СССР, 1960.
- Богданов А. А. Тектоническое развитие палеозой Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XV (5), 1965.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1967.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия», Изд-во АН СССР, 1960.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса средней и высокой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1963.
- Гарецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. В сб. «Вопросы вулканизма». Тр. I Всес. вулканологического совещ., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гордасников В. И., Троицкий В. Н. Среднерусский авлакоген-стержевая структура Московской синеклизы. Сов. геология, № 12, 1966.
- Киселев В. В. О составе и возрасте спилито-кератофировой формации западной части Киргизского хребта. В сб. «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1964.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Ала-Тоо). В сб. «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня», Изд-во «Илим», Фрунзе, 1965.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня. В сб. «Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1967.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. Каледонская структура Терской Ала-Тоо и основные особенности ее развития В кн. «Тектоника допалеозойских толщ Тянь-Шаня», Изд-во «Илим», Фрунзе, 1968.

- Клитин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. Геотектоника, № 6, 1966.
- Кнауф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сес., Сб. «Каледонская орогения», Изд-во АН СССР, 1960.
- Кнауф В. И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня. Тр. Управления геологии и ОН при Сов. Мин. КиргССР, сб. 1. «Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. Геотектоника, № 5, 1966.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргизского фил. Всес. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
- Королев В. Г., Криволицкая В. Н. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской Ала-Тоо. Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 6, 1960.
- Кузнецов В. А. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). Материалы к II Всес. петрографическому совещ., Ташкент, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина А. Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория. Алма-Ата, 1964.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 62, Изд-во АН СССР, 1961.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). В кн. «Материалы по общей и региональной тектонике», Л., 1963.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. О характере эволюции земной коры в ходе геологической истории. Тезисы докл. Совещания по проблемам тектоники, Изд-во АН СССР, 1962.
- Миллер Е. Е. Эффузивный комплекс нижнего кембрия в районе Бошекульского месторождения в Казахстане. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 12, 1949.
- Миллер Е. Е. О вулканизме верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана и Чингиза. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 5, 1958.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений», Изд-во «Наука», 1964.
- Недовизин А. А. Докембрий и нижний палеозой Чу-Балхашского водораздела и юго-восточной Бетпак-Далы. Автореферат канд. дис., 1964.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1953.
- Николаев В. А. О каледонской складчатости и других вопросах геологии Тянь-Шаня. Проблемы сов. геологии, т. 7, № 1, 1957.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1959.
- Новикова А. С. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1959.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия», Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы, байкалид. Тр. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- Салун С. А. Порфириновая формация складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957.
- Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1948.
- Синицин В. М. К истории Таримского стабильного массива. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1948.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы. Геотектоника, № 2, 1966.
- Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Устиев Е. К. Вулкано-плутонические формации и их положение в структурах Земли. Тезисы докл. III Всес. петрографического совещ., Новосибирск, 1963.

- Филатова Л. И. Докембрий Улу-Тау. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Хайн В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 34 (2), 1959.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2-3, 1956; № 4, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1958.
- Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники, Изд-во АН СССР, 1962.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. Сов. геология, № 5, 1962.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 22 (5), 1947.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн. «Тектоника СССР», т. 3, Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма и складчатости. Тезисы совещания «Проблемы связи тектоники и магматизма», 1967.
- Эльмквист С. О. О присутствии игнимбритов в докембрии. В сб. «Проблемы палеовулканизма», Изд-во иностр. лит., 1963.
- Cloos H., Rittman A. Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rundschau, No 30, 1939.
- Kennedy W. Q., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas. Bull. volcanol., p. 1, ser. II, III, 1938.
- Schurmann H. M. E. The riphean of the Red Sea area. In memory of the N. S. Schatsky. Geol. J. Stockholm forhande, v. 83, No 2, 1961.

Институт геологии
АН Киргизской ССР

Статья поступила
19 января 1968 г.

УДК 551.243(477.6)

В. К. ГАВРИШ

**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ:
ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА**

Рассмотрены глубинные разломы Доно-Днепровского прогиба и их влияние на формирование структур высшего порядка. Приводится тектоническое районирование региона.

Ровообразный прогиб, расположенный в докембрийском фундаменте южной части Восточно-Европейской платформы (бассейн рек Дона и Днепра) и простирающийся в северо-западном направлении более чем на 2000 км от Каспийского моря до Полесской седловины включительно, носит в литературе различные наименования (Бондарчук, 1961; Попов, 1963; Чирвинская, 1959; Глушко и др., 1963; Лапкин и др., 1952; Мирчинк и др., 1963; Судариков, 1965; Яншин и др., 1966, и др.).

В его пределах выделяются Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, Донецкое складчатое сооружение и Вал (краж) Карпинского. Тектонику этих структур изучали многочисленные исследователи. Наименование указанных выше структур и границы между ними проводились по-разному. Особенно большие разногласия вызывает граница между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким бассейном, последним и Валом Карпинского. Достаточно сказать, что для выяснения характера сочленения между Донецким бассейном и Днепровско-Донецкой впадиной (в связи с их нефтегазоносностью) специально ставились тематические исследования.

Выделенные нами по комплексу геолого-геофизических работ глубинные структуры (разломы) позволяют уточнить границы отдельных структур и высказать некоторые новые соображения о тектоническом районировании Доно-Днепровского прогиба (Попов, 1963), или прогиба: Большого Донбасса (Шатский и др., 1957).

Проведенный анализ показал, что в рассматриваемом регионе выделяются глубинные разломы ортогональной и диагональной ориентировки не менее двух возрастных генераций: протерозойского или допротерозойского и досреднедевонского заложения. Первые из них мы, как и А. А. Борисов (1965), чисто условно в дальнейшем будем именовать унаследованными, а вторые — новообразованными (рис. 1).

По аналогии с другими регионами при выделении разломов или глубинных структур в Доно-Днепровском прогибе нами использован весь комплекс геолого-геофизических данных. Примерный перечень этих данных для двух глубинных структур протерозойского заложения и унаследованного развития субмеридионального и северо-восточного простираения приведен в таблице. Аналогичным перечнем признаков обладают также и другие глубинные структуры, выделяемые на рис. 1. Преобладающее большинство унаследованных разломов проявляет себя в поверхности докембрийского фундамента и в слоях осадочной толщи как валообразные воздымания, осложненные разрывами и узкими грабенами типа Комаричско-Шаблыкского (таблица), Павлоградского и др.

Судя по поведению гравитационных ступеней, не все глубинные структуры имеют форму сплошного непрерывно трассируемого разлома в земной коре, как это схематически показано на рис. 1, а состоят, как правило, из системы кулисообразно (Чебаненко, 1966) расположенных разломов и разрывов. Из сети выделяемых субмеридиональных глубинных

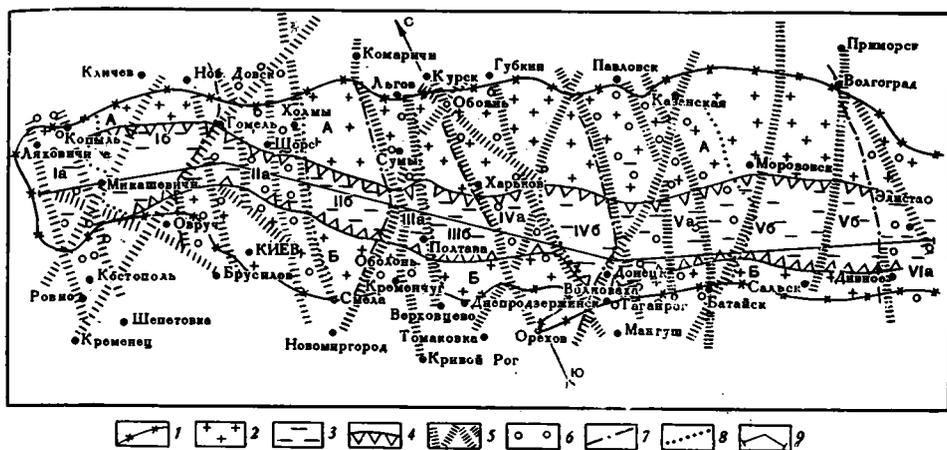


Рис. 1. Схема тектонического районирования Доно-Днепровского прогиба. Составил В. К. Гавриш

1 — условный контур Доно-Днепровского прогиба, примерно соответствующий нулевой отметке поверхности докембрийского фундамента; 2 — бортовые части: А — северный борт, Б — южный борт; 3 — Доно-Днепровский грабен; 4 — границы этого грабена — зоны новообразованных глубинных разломов; 5 — унаследованные глубинные структуры и разломы; 6 — поперечные зоны воздымания; 7 — границы отдельных структур (прогибов или грабенов): I — Припятский, II — Среднеднепровский, III — Приднепровский, IV — Западно-Донбасский, V — Донецкий, VI — Вал Карпинского; 8 — границы внутривидовых (*a* — седловин, *b* — депрессий) зон: Ia — Полесской, Ib — Припятской, IIa — Черниговской, IIб — Лохвицкой, IIIa — Песляско-Ворсклянской, IIIб — Карловской, IVa — Орельско-Донецкой, IVб — Бахмутско-Волчанской, Va — Донецкой, Vб — Нижнедонской, VIa — Ергенинской; 9 — линия продольного геологического профиля (рис. 2)

структур, по-видимому, не каждая соответствует глубинному разлому, хотя четко проявляется в виде глубинных тектонических линий. Вполне возможно, что некоторые близлежащие структуры (например, Криво-рождско-Комаричская и Верховцевско-Льговская), имеющие одинаковое простирание и недалеко (30—50 км) расположение, могли быть образованы одним глубинным разломом, достигающим обычно ширины 50—60 км (Хаин, 1964).

В отличие от унаследованных глубинных структур, новообразованные глубинные разломы, ограничивающие Доно-Днепровский грабен, фиксируются довольно четко в поверхности докембрийского фундамента, а по данным ГСЗ, и в более глубоких горизонтах земной коры, вплоть до поверхности Мохоровичича (Борисов, 1965; Глушко и др., 1963; Судариков, 1965; Хаин, 1964; Чирвинская, 1959; Яншин и др., 1966). Эти разломы, выделяемые преобладающим большинством исследователей, играли решающую роль в образовании Доно-Днепровского грабена. Полученные в последние годы материалы бурения и особенно сейсморазведки (КМПВ) показывают, что в приосевой части этого грабена поверхность фундамента на фоне общего погружения в юго-восточном направлении от нулевых отметок до глубины 17 км и более на отдельных участках воздымается, разделяя его на части.

Доно-Днепровский прогиб состоит из бортовых частей и грабена (см. рис. 1). Кроме этих структур, ранее выделяли также зоны окаймления или краевых нарушений и ступенчатых сбросов. В восточной части прогиба их называли зонами тектонических швов (Судариков, 1965). Эти

Основные признаки некоторых глубинных структур Доно-Днепровского прогиба

Наименование и простираание разлома (глубинной структуры)	Структурные	Палеоструктурно-геологические и литолого-фациальные	Геофизические	Геоморфологические	Магматические	Рудо- и нефтегазпроявления
Криворожско-Комаричская глубинная структура СВ 10—15°	<p>Породы Криворожской метаморфической серии собраны в складки меридионального простираания — Криворожский синклиний, дислоцированный системой близмеридиональных надвигов. По поверхности докембрия — близмеридиональное валообразное воздымание Кременчуг-Белоцерковка-Сагайдак ампл. 100—1000 м. Выступы в районе с. Борки и Новотроицкого с ампл. 1,0—1,5 км. Разрывы в поверхности докембрия ограничивают узкий Комаричско-Шаблыкский грабен, который имеет близмеридиональное простираание ширину 8—10 км и длину свыше 100 км. К разлому приурочены Сагайдакское, Новотроицкое и другие поднятия.</p>	<p>Конгломераты низов терригенной толщи Криворожской серии до 500 м мощности. По надвигам фиксируются карбонатно-тальковые и тремолитовые породы. На левобережье Днепра в области разлома сокращена площадь распространения и мощность каменноугольных, верхнепермских и мезозойских отложений.</p> <p>В Комаричско-Шаблыкском грабене сохранились от размыта волынские и ряжские образования. В районе Белополя и Хомутовки размыты кампанские, турон-коньякские отложения. Сильно сокращена иногда до 0 м мощность пластов нижнепермской соли.</p>	<p>Гравитационная ступень с кулисообразным смещением по линии Мануиловка-Кременчуг-Кривой Рог, Борки-Штеповка-Белополе, южнее с. Хомутовка и пр. Полосовые магнитные аномалии фиксируются в районе сел Васильевки, Ульяновки, Коровьяковки и др.</p>	<p>С разломом совпадает течение русла р. Псел.</p> <p>В районе Белоцерковки, по данным Н. Л. Соколовского и др., фиксируется резкое смещение изобаз и изодеф в северном направлении, а на Ворожежском массиве мысообразный выступ изобазы 150 в южном направлении. Наблюдается подъем современного рельефа в районе сел Быково (209 м), Синак (202 м), Высокого (244 м), Вегь (238 м), Обратеево (274 м), Сосково (277 м).</p>	<p>В докембрийском фундаменте на Криворожско-Кременчугском участке выявлены интрузии серых и плагиоклазовых гранитов, иногда превращенных в мигматиты. В районе Новотроицкого (скв. 4 и др.) установлены девонские основные эффузивы</p>	<p>Криворожские железные руды и нефтепроявления в графитовых жилах Криворожья. Повышенная акцессорная минерализация монацита, циркона в районе Шишаков и Шевченково. Нефтяные и нефтегазовые залежи вскрыты на Сагайдакской и Новотроицкой площадях.</p>

Кремене-
ско-Брянская
глубинная
структура СВ
40—60°

Разрыв северо-восточного простираения (50°), ограничивающий Клинцовский грабен до-девонского заложения, установлен от г. Новозыково до г. Брянска. Грабен выполнен породами валдайского комплекса, отсутствующими на примыкающих участках. Выступы докембрийского фундамента в районе гор. Гомеля, Наровли, Овруча, а также Погарско-Почепский вал, Полужское, Почепское, Стародубское, Мглинское и другие поднятия северо-восточной ориентировки.

Уменьшение мощности и площади распространения девонских, каменноугольных, нижнепермских, меловых и других отложений. Появляются девонские эффузивы вблизи с. Борщовки и отсутствуют соленосные фации девона и нижней перми.

Гравитационная ступень по линии сел Оженин-Замысловичи, Жевичи-Рудня Мечная, разделяет блоки с различным гравитационным полем. Магнитное поле к юго-востоку от этой линии имеет спокойный фон, а к северо-западу располагается дифференцированное положительное поле (до 1000 гамм.) Полосовые магнитные аномалии северо-восточного простираения установлены вблизи Гомеля

С разломом совпадает воздымание (на 30—160 м) над примыкающими участками рельефа в районе городов Кременец (409 м), Словечино (315 м) и др.

В докембрийском фундаменте вдоль зоны разлома развиты мигматиты, плагиоклазового состава по линии сел Сушаны, Олевск, Боровое, которые на участке Заречья—Селезневка сильно изменены и катаклизируются. Интрузии габбро-норитов и сиенитов в районе г. Брянска. Девонские диабазы у с. Шарпиловка и др.

На участке сел Олевск—Красноселка известны рудопроявления цветных и редких металлов.

структурные элементы, видимо, более правильно именовать зоной краевых, новообразованных глубинных разломов Доно-Днепровского грабена. По поверхности докембрийского фундамента они характеризуются, как правило, ступенеобразным погружением блоков в направлении приосевой части грабена. Однако на некоторых участках, особенно в области пересечения этих разломов с поперечными глубинными структурами, отдельные блоки фундамента, со стороны приосевой части прогиба, взброшены. Это наблюдается на Криворожско-Комаричской (район села Белоцерковки, скв. 1, 2), Кальмиусско-Айдарской (села Николаевка, Стыла) и других глубинных структурах.

Зоны краевых глубинных разломов Доно-Днепровского грабена в слоях осадочной толщи проявляются по-разному. Они контролируют распространение девонских образований, которые, как правило, отсутствуют на бортах прогиба. Девон вскрыт только южнее села Колайдинцы (скв. 220) и в Жлобинском полупрогибе, обнажен на юге Донбасса (села Николаевка, Стыла и др.).

В карбоне нарушения прослеживаются в Придонецкой (с. Михайловка), и особенно в Донецкой частях прогиба, где эти разломы фиксируются также в меловых отложениях. Мобильность разломов благоприятствовала формированию зоны мелкой складчатости Донецкого бассейна (Попов, 1963; Судариков, 1965).

Сопоставление схемы глубинных разломов с построенной М. В. Чирвинской, М. Г. Манютой и другими структурной картой поверхности докембрийского фундамента показывает, что зоны поперечного воздымания последнего (Балуховский, 1959; Гавриш, 1958; Пистрак, 1962, и др.) совпадают с зонами глубинных структур или разломов близмеридионального и северо-восточного простираний (Тяпкин и др., 1966). Это дает основание предполагать, что в формировании отдельных структур Доно-Днепровского прогиба играли роль не только продольные глубинные разломы, но и поперечные. Например, в образовании Полесской седловины, видимо, принимали участие Шепетовско-Копыльская и Ровенско-Ляховичская глубинные структуры близмеридионального простирания и Устилюкско-Могилевская и Центральная (Бабчук и др., 1966) глубинные структуры соответственно северо-восточной и северо-западной ориентировок. Участки, лишенные поперечных глубинных разломов, имеют форму депрессий. По аналогии с Припятским прогибом, поверхность фундамента которого наиболее полно изучена и состоит из седловины и депрессии (Глушко и др., 1963), рассматриваемый регион делится на целый ряд самостоятельных структур. Если принять за условную границу Доно-Днепровского прогиба нулевую отметку поверхности фундамента, то все выделяемые в нем структуры по этой поверхности имеют форму грабенообразных прогибов, состоящих из восточных погруженных участков (депрессий) и западных приподнятых. Последние имеют форму поперечных, сложно построенных седловин (рис. 2). Рассмотрим для примера строение Черниговского участка (рис. 1, II, а), который ранее именовали валом, выступом, приподнятым блоком и пр. Аналогично Полесской седловине этот структурный элемент также имеет форму поперечной седловины, наиболее пониженная часть которой располагается в зоне Барановичско-Астраханского разлома. Здесь поверхность докембрия вскрыта бурением и находится на абсолютной отметке от -2602 до -2665 м, к северо-востоку и юго-западу от которой происходит воздымание этой поверхности соответственно до -300 м и менее (с. Семеновка) и 100 м восточнее г. Овруча. К западу наблюдается понижение поверхности докембрия, иногда осложненное разрывами небольшой амплитуды до $-4-5$ км в Припятской депрессии. В юго-восточном направлении, на фоне некоторого воздымания до $-2,5$ км в пределах Черниговского, Брусиловского, Кошелевского сводовых поднятий, а также погружения в Радульской и Седневской мульдах, происходит постепенное погружение

поверхности докембрия, иногда сопровождаемое разрывами небольшой амплитуды в сторону Лохвицкой депрессии до -7 км и более.

Форму седловины имеет также Пселско-Ворсклянский участок, где докембрийский фундамент, находясь на отметках 80 и 100 м соответственно на Кременчугском (Гавриш, 1958) и Львовском выступах, погружается до $-9,0$ км (данные КМПВ). К западу и востоку от наиболее низкой отметки поверхность докембрия в свою очередь погружается соответственно до $-10,5$ и $-11,9$ км в Лохвицкой и Карловской депрессиях (рис. 2).

В формировании Пселско-Ворсклянской седловины принимали участие Криворожско-Комаричская и Верховцевско-Львовская близмеридиональные, а также проходящая через Болтышку, Оболонь и Обоянь, Болтышко-Обоянская северо-восточная глубинные структуры.

Наличие Пселско-Ворсклянской седловины позволяет расчленить Днепровско-Донецкую впадину на два прогиба: Среднеднепровский и Приднепровский.

Выделяемые поперечные глубинные разломы дают возможность более уверенно проводить западную границу Донецкого складчатого сооружения, проходящую вдоль Кальмиусско-Айдарской и частично Волновахско-Казанской глубинных структур. Восточнее Батайско-Морозовской глубинной структуры вырисовывается Нижнедонская депрессия, разделяющая Донецкое складчатое сооружение и Ергенинский блок (седловину) вала Карпинского.

Остановимся кратко на характеристике выделяемых самостоятельных структурных элементов Доно-Днепровского прогиба.

Припятский прогиб состоит из одноименной депрессии и Полеской седловины, имея общую длину около 300 км. На последних абсолютные отметки поверхности фундамента погружаются от положительных значений на Украинском щите и Белорусско-Литовской антеклизе до -500 м. Здесь отсутствуют или имеют сокращенные мощности породы девонского каменноугольного, пермского и триасового возраста, а на Микашевичском и других выступах размыты также юрские и меловые отложения. Широко развиты эффузивные ту-

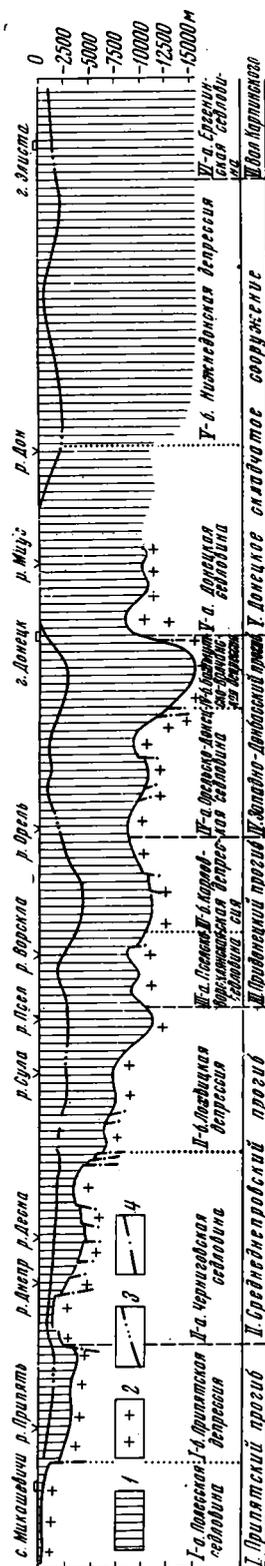


Рис. 2. Схематический геологический профиль по линии Микашевичи — Донецк — Элиста

1 — осадочная толща; 2 — докембрийский фундамент (по данным КМПВ и бурения); 3 — поверхность каменноугольных отложений (по данным МОВ и бурения); 4 — разрывы в докембрийском фундаменте

фогенные образования (села Тычины, Гаврильчицы, Мотоль и др.) во-лынско-валдайской серии позднего протерозоя.

Припятская депрессия характеризуется более полным разрезом перечисленных выше палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Общая мощность их достигает 5,0 км и более. Среди девонских пород развиты две мощные соленосные толщи. Докембрийский фундамент разбит продольными разрывами на ряд блоков (Червонослободской, Злодинский, Наровлянский и др.), подвижки которых благоприятствовали формированию многочисленных (свыше 75) локальных поднятий. На некоторых из них (Речицкое, Осташковичское) уже открыты нефтяные меторождения.

Среднеднепровский прогиб состоит из Черниговской седловины и Лохвицкой депрессии, общая длина (340 км) и ширина которых превышает размеры Припятского прогиба. Это дает основание выделять его в самостоятельный структурный элемент.

Черниговская седловина по сравнению с Припятской депрессией характеризуется сокращенной мощностью девона и широким развитием в его разрезе эффузивно-пирокластических образований (села Пересаж, Анисово, Шарпиловка, Шаповаловка и др.). В формировании этой седловины принимали участие многочисленные поперечные глубинные структуры, мобильность которых благоприятствовала образованию сводовых поднятий и выступов, разделенных локальными мульдами.

В Лохвицкой депрессии докембрийский фундамент погружается до —10,5 км. Здесь в разрезе девонских образований появляется до трех или четырех толщ соли, увеличивается мощность всех, в том числе и кайнозойских, стратиграфических горизонтов. Широко развиты локальные поднятия, осложненные соляной тектоникой и содержащие нефтяные или нефтегазовые залежи на Леляковской, Гнединцевской, Глинско-Розбышевской площадях.

Приднецкий прогиб. В его состав входит Пселско-Ворсклянская седловина и Карловская депрессия. Первая из них по поверхности докембрия уже частично описана ранее. Форму седловины она имеет также по поведению маркирующих горизонтов в осадочной толще, которые погружаются в поперечном разрезе от Кременчугского и Львовского выступов на бортах прогиба в сторону его приосевой части, а в продольном разрезе от свода седловины в сторону Лохвицкой и Карловской депрессий. Даже подошва третичных отложений погружается от —180 м и менее в своде седловины и до —280 и 500 м соответственно в указанных выше депрессиях. В своде седловины уменьшаются мощности всех осадочных комплексов. Например: верхнепермских на 100—200 м, палеогеновых и неогеновых на 150—300 м. В ее пределах вскрыты девонские (район села Новотроицкого, скв. 4 и 21) и, по-видимому, нижнеюрские (Болтышский и Оболонский грабены) эффузивы. В отличие от описанных выше седловин здесь установлены многопластовые нефтегазовые месторождения (Кибинцевское, Радченковское, Сагайдакское, Зачепиловское, Новотроицкое, Качановское, Рыбальское и др.).

Карловская депрессия характеризуется погружением поверхности докембрия до —11,9 км и увеличением мощности образований, особенно нижнепермских (до 1500 м). Последние, а также покрывающие их мезозойские породы, сокращают свою мощность во всех направлениях от приосевой части депрессии, иногда до полного выклинивания. В Карловской депрессии выявлены в основном газовые (Михайловское, Машевское, Ланновское) и реже нефтегазовые (Перещепинское, Новогригорьевское) месторождения.

Западнодонецкий гребнеобразный прогиб по поверхности докембрия изучен слабо. Единичные профили КМПВ показывают, что

здесь также выделяется Орельско-Донецкая седловина и Бахмутско-Волчанская депрессия.

Первая из них, видимо, образована Орехово-Харьковской и Мангуско-Губкинской близмеридиональными, а также северо-восточной Томаковско-Купянской глубинными структурами. На юге этой седловины выделяется Павлоградский, Орельский и Близнецовский, а на севере — Харьковский, Змиевский выступы, в которых относительно Карловской депрессии поверхность фундамента поднята на 1,5—2,0 км.

В пределах седловины сокращена площадь распространения нижнепермских и мезо-кайнозойских отложений. В своде некоторых широко развитых здесь локальных поднятий на дотретичной поверхности обнажены каменноугольные отложения (Петровский купол). В пределах этой седловины мощность нижнепермских и лежащих выше отложений сокращена за счет редукции и размыва. Например, краматорская свита, достигающая в Карловской и Бахмутско-Волчанской депрессиях соответственно 530 и 400 м, здесь отсутствует, а породы палеогенового и неогенового возраста сокращают мощность от 400 и 75 до 25 м и менее. В ее пределах установлены верхнебатские туфогенные песчаники и газовые месторождения (Левенцовское, Кегичевское) в том числе крупнейшее в рассматриваемом регионе Шебелинское.

В Бахмутско-Волчанской депрессии, по предварительным данным Н. И. Павленковой и др., поверхность докембрия погружается на глубину до —17,0 км. В ее пределах развит более полный комплекс пермских, мезозойских и кайнозойских отложений, чем на Орельско-Донецкой седловине. Выявлено только одно Краснопоповское и, возможно, Ольгинское газовые месторождения. В депрессии, особенно на ее восточном крыле, развиты разрывы типа взбросов и надвигов (Французский, Центральный), а также приуроченные к ним складки (Ветковская, Горловская) северо-восточной ориентировки.

Донецкое складчатое сооружение располагается по поверхности докембрия так же, как другие структуры в пределах грабенообразного прогиба, приосевая часть которого не изучена ни бурением, ни сейсморазведкой. Предварительные данные КМПВ, а также анализ мощностей карбона показывают, что поверхность докембрия здесь может залегать на глубине свыше 10—12 км. Наличие Еланчиковского, Миллеровского и других выступов докембрийского фундамента, совпадающих с простиранием поперечных глубинных структур, дает основание предполагать, что по аналогии с описанными выше площадями здесь также находится западный (Донецкий) приподнятый и восточный (Нижнедонской) опущенный участки (см. рис. 2).

Донецкое складчатое сооружение в слоях осадочной толщи и, видимо, по поверхности докембрия также имеет форму сложно построенной седловины. По линии поперечного воздымания Донецкого бассейна маркирующие горизонты в его приосевой части в целом занимают более низкие гипсометрические отметки, чем на бортах Доно-Днепровского прогиба. Это дало основание В. С. Попову (1963) рассматривать Донецкое складчатое сооружение как синклинорий с крупными простыми складками в центральной зоне.

В западном и восточном направлении от главного воздымания Донецкого бассейна (Геология СССР, 1944), как и от описанной выше поперечной седловины, в целом происходит погружение слоев осадочной толщи. Донецкое складчатое сооружение, описанное подробно в литературе (Балуховский, 1959; Попов, 1963 и др.), характеризуется наличием протяженных (до 250 км) антиклиналей, разделенных синклиналями. Здесь фиксируются многочисленные разрывы и пликвативные дислокации, наиболее развитые в зоне мелкой складчатости. В приосевой части региона на дневную поверхность выходят нижнекаменноугольные, метаморфизованные породы. Все это, видимо, обусловлено наличием поперечных разломов и активными процессами в мантии Земли.

В пределах рассматриваемого региона зафиксированы вулканические образования позднепротерозойского (Приазовье и г. Белолуцк), девонского (села Стыла, Николаевка, В. Мамон) и более молодого возраста (реки Грушевка, Аюта, Кадамовка, низовья Дона и др.) (Геология месторождений, ...1963). Газовые месторождения здесь установлены только в краевых частях региона: в Преддонецкой мульде (Боровское, Славяно-Сербское, Кружиловское и др.) и на Азовском сводовом поднятии (Синяевское).

Нижнедонская депрессия находится на восточном погружении Донецкого складчатого сооружения, где поверхность карбона погружается от 300 до —1900 м в его приосевой части, от —200 до —3000 м на Воронежской антеклизе, от —400 до —1400 м и более на Азовском сводовом поднятии, от —300 до —3500 м в пределах Манычского прогиба. В пределах этой депрессии с юга проникает северное ответвление Азово-Кубанской впадины (Мирчинк и др., 1963). Здесь палеоценово-эоценовые отложения увеличивают свою мощность от 0 м на открытом Донбассе до 1000 м; возрастает также мощность меловых (сантонских, коньяктуронских и др.) образований. Увеличение мощности осадочной толщи дает основание предполагать, что в пределах Нижнедонской депрессии поверхность докембрийского фундамента находится на более низких абсолютных отметках, чем в Донецком суборогене.

Вал Карпинского выделяется условно. Определение его границ и целесообразность сохранения этого названия весьма дискуссионны. Нам представляется, что западную границу этого вала целесообразно проводить по системе поперечных разрывов (Судариков, 1965), или глубинных структур (см. рис. 1). Геологическое строение вала Карпинского подробно описано А. А. Бакировым (1963), М. Ф. Мирчинком и др. (1963), Ю. А. Судариковым (1965), Н. Ю. Успенской и др. (1963) и др.

Основанием для проведения западной границы этого вала является воздымание поверхности каменноугольных отложений (Мирчинк и др., 1963) от —3500 м в районе излучины р. Егорлык и оз. Маныч-Гудилово, до —1600 м в районе г. Ставрополя и с. Корлювого. Севернее последнего и восточнее г. Элиста выделяются локальные поднятия, ограниченные соответственно изогипсой — 1400 и —1200 м.

О более высоком залегании докембрийского фундамента на Ергининской седловине вала Карпинского свидетельствует наличие Батыр-Маласского выступа, где, по данным КМПВ, поверхность фундамента, видимо, залегает на глубине около 9 км.

Здесь, по сравнению с Нижнедонской депрессией, сокращена мощность до полного выклинивания верхнемеловых отложений.

Как и на других седловинах, в южной части описываемой структуры вскрыты эффузивные образования юрского возраста (данные А. Я. Дубинского) на Приозерной, Голубинской и туфогенные конгломераты на Ики-Бурульской и других площадях. Газовые месторождения установлены на Ики-Бурульской и прочих структурах (Мирчинк, 1963).

ВЫВОДЫ

В Доно-Днепровском прогибе, простирающемся в северо-западном направлении от Каспия до Полесья, по комплексу геолого-геофизических данных вырисовывается система ортогональных и диагональных глубинных разломов, которые играли ведущую роль в дифференциации тектонических движений, расчленении этого прогиба на более мелкие составные части и формировании самостоятельных структур, т. е. глубинные разломы определили тектоническое районирование рассматриваемой территории.

В современном структурном плане наиболее четко проявляет себя диагональная система додевонских (новообразованных) разломов, огра-

ничивающих Доно-Днепровский грабен. Они оказывали основное влияние на формирование прогиба в докембрийском фундаменте и слоях осадочной толщи. В дифференциации этого прогиба на отдельные зоны и в дальнейшем их развитии как самостоятельных структур немаловажную роль играли глубинные разломы протерозойского заложения и унаследованного развития, ориентированные поперечно к его простираению.

Ступенчатое поперечных разломов благоприятствовало формированию приподнятых участков (поперечных седловин), разделенных более стабильными зонами депрессий. Мобильность поперечных седловин проявилась не только в воздымании докембрийского фундамента и формировании разрывов или узких грабенов типа Комаричско-Шаблыкского, но и в интенсивной вулканической деятельности. Приуроченность к самой западной (Полесской) седловине только позднепротерозойских эффузиев, а к более восточным — позднепротерозойских, девонских, пермских и юрских вулканических образований свидетельствует о том, что на позднее проявление поперечных глубинных разломов древнего протерозойского или допротерозойского заложения оказывали существенное влияние также процессы в подкоровом субстрате молодых геосинклинальных областей, расположенных к юго-востоку от Доно-Днепровского прогиба. С этим, видимо, связано то обстоятельство, что колебательные движения подкорового вещества благоприятствовали более интенсивному прогибанию и последующей инверсии геотектонического режима юго-восточных частей прогиба, особенно — дислоцированных поперечными глубинными разломами (Донецкой, Орельско-Донецкой и др.).

Наличие приподнятых и опущенных участков, осложненных и не нарушенных поперечными глубинными разломами, позволяет уточнить границы известных ранее структур высшего порядка (Припятский прогиб, Донецкое складчатое сооружение и др.) и дать новое тектоническое районирование.

Приуроченность к поперечным седловинам нефтегазовых залежей и других полезных ископаемых или их отсутствие свидетельствуют о том, что осложняющие седловины глубинные разломы, видимо, играли как положительную, так и отрицательную роль в формировании месторождений, что полностью зависело от истории их геотектонического развития. Произведенный нами анализ показал, что на поперечных седловинах, осложненных глубинными разломами, суммарные площади современного и палеогеологического распространения отдельных горизонтов осадочной толщи в среднем на 5—30% меньше, чем на расположенных к востоку от них депрессиях. Поэтому дальнейшее изучение и уточнение местоположения этих разломов имеет не только научное, но и практическое значение.

Литература

- Бабчук Ф. Г., Беланов В. М., Белевцев Я. Н. и др. Тектонічна структура Українського щита (за геолого-геофізичними даними). Геол. ж., т. 26, вип. 4, 1966.
- Бакиров А. А. Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР. Т. 1. Гостоптехиздат, 1963.
- Балуховський М. П. Геологічна структура і перспективи нафтогазоносності західних і північних країн Донбасу. Вид. АН УРСР, 1959.
- Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоогенеза. Изд-во АН УССР, 1961.
- Гавриш В. К. Перспективы нефтегазоносности каменноугольных отложений Кременчугского выступа Днепровско-Донецкой впадины. Геология нефти, № 10, 1958. Геология СССР, т. 7. Госгеолтехиздат, 1944.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
- Глушко В. В., Клиточенко И. Ф. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. Гостоптехиздат, 1963.

- Клименко В. Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины и условия ее формирования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1955.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е., Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1952.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А. и др. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Пистрак Р. М. О роли поперечных движений в истории развития Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ВНИИГаз, вып. 14 (22), 1962.
- Попов В. С. Тектоника, сб. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I. Госгеолтехиздат, 1963.
- Субботин С. И. Глубинная структура территории УССР по данным геофизических исследований. Междунар. геол. конгр., XXI сес., Докл. сов. геологов. Геол. рез-ты прикл. геохим. и геофиз., разд. II. Геофиз. Госгеолтехиздат, 1960.
- Судариков Ю. А. Система разломов и тектоническая зональность эпигерцинской плиты Предкавказья. Тр. Гос. произв. ком-та по газовой промышленности СССР, трест Союзбургаз, вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.
- Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д. и др. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 1, 1966.
- Успенская Н. Ю. и др. Основные черты геологического строения и истории развития эпигерцинской платформы Предкавказья. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР». Предкавказье, Изд-во «Недра», 1963.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Чебаненко І. І. Розломна тектоніка України. Изд-во «Наукова Думка», 1966.
- Чирвинская М. В. Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований. НТО нефтяной и газов. промышл., 1959.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. и др. О положении границы Русской платформы, к востоку от Каспийского моря. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 4, 1961.
- Яншин А. Л. и др. Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.

Институт геологических наук
АН УССР
Киев

Статья поступила
24 июля 1967 г.

УДК 551.24

И. В. АРХИПОВ

О СТРУКТУРНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДУГ ОБЛАСТЕЙ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Большинство тектонических дуг областей кайнозойской складчатости обнаруживает отчетливую структурную неоднородность, проявляющуюся в строении и развитии образующих дуги более или менее прямолинейных составных частей — отрезков. Внешним выражением внутренней неоднородности дуг служит их угловатая форма в плане. Внутренняя неоднородность отражает сложную историю развития геолого-структурной основы тектонических дуг, единство составных частей которых является главным образом морфологическим, возникшим в результате орогенных движений.

В настоящее время широко распространены взгляды на дугообразные континентальные и островные системы как на особый тип тектонических элементов земной коры, характеризующихся единством своего внутреннего строения и развития.

Работа над тектонической картой альпийской складчатой области южных частей Европы и Азии, явившаяся частью проводившейся в течение ряда лет в Геологическом институте АН СССР коллективной работы по составлению тектонической карты Евразии, а также структурно-геологический анализ дуг западной и восточной периферии Тихого океана заставили автора критически отнестись к представлениям о внутреннем единстве дугообразных систем областей кайнозойской складчатости.

I

Одной из наиболее характерных и примечательных морфологических особенностей большей части тектонических дуг является их угловатая форма в плане (термином «тектонические дуги» объединены островные и континентальные дугообразные системы).

Предопределяющие угловатость дуг их составные части представляют собой не по-разному изогнутые, а более или менее прямолинейно¹ вытянутые и достаточно резко сочленяющиеся отрезки. Важно отметить, что эти отрезки не являются мелкими прямолинейными структурными элементами внутри дуг, наличие которых, по существу, никак не отражается на их общей внешней закругленности. Измеряясь обычно сотнями километров, прямолинейные части дуг не подчинены кривизне последних и не «вписываются» в их изгиб. Они сами, угловато сочленяясь, предопределяют ломано-изогнутые очертания дугообразных систем.

¹ Имеется в виду не идеальная геометрическая прямолинейность этих частей, а такое расположение образующих их структур, при котором большинство из них в своей ориентировке подчинено одному и тому же выдержанному направлению, отклонения от которого весьма незначительны.

При сочленении двух смежных прямолинейных отрезков дуги один из них (реже оба), как правило, не заканчиваются в месте сочленения, а в том или ином виде прослеживаются за пределы дуги. В одних случаях эти внешние продолжения дуг (геосинклинальные трюги, линейно-вытянутые зоны поднятий, системы складчатых и разрывных нарушений, ориентированные магматические тела и др.) выражены орографически и структурно весьма резко, в других — устанавливаются менее отчетливо вследствие того, что оказываются погребенными молодыми осадками или скрытыми морем. Случаи же, когда после пересечения двух составных отрезков дуги полностью отсутствуют какие-либо признаки внешнего структурного продолжения хотя бы одного из них, очень редки. Примеры этой структурно-морфологической особенности тектонических дуг можно видеть во многих островных и континентальных дугообразных системах, в частности в тех из них, схемы которых приведены в работе.

В современной структуре ограничения составных частей дуг в местах их стыков со смежными отрезками чаще всего выражены системами разрывных нарушений, которые, судя по многим признакам, в большинстве случаев непосредственно наследуют более древние разломы. В этих местах нередко располагаются выступы древнего основания или, наоборот, молодые грабенообразные впадины.

Нельзя, конечно, утверждать, что все тектонические дуги представляют собой безупречное сочетание прямых линий и резких углов. Во многих в целом угловатых дугообразных системах имеются также и более или менее округлые стыки составляющих их структурных элементов и сравнительно плавно искривленные участки. Однако это, по-видимому, как раз те самые исключения, без которых не бывает общих правил и закономерностей, так как, по нашему мнению, есть все основания считать угловатость островных и континентальных дуг не только чрезвычайно характерной, но и вполне закономерно проявляющейся особенностью их строения.

Угловатость тектонических дуг не осталась незамеченной геологами (Муди и Хилл, 1960; Удинцев, 1960; Чебаненко, 1963), однако она обычно или представляется как своеобразие формы лишь части, а не подавляющего большинства дуг, или рассматривается в основном с морфологической стороны вне связи с спецификой их внутреннего строения.

В том, что эта чрезвычайно характерная и очень важная особенность тектонических дуг все еще не привлекает к себе внимание геологов в той мере, какую она справедливо заслуживает, немало, на наш взгляд, повинно гипнотическое влияние самого слова «дуга» — понятия, прочно утвердившегося в геологической терминологии. Не чем иным, как проявлением этого влияния, нельзя, по-видимому, объяснить также и искусственного сглаживания на тектонических картах и схемах ломано-изогнутых очертаний дугообразных структур.

II

Угловатость тектонических дуг — не просто их характерный морфологический признак, а прямое внешнее проявление внутренней неоднородности тектонических дуг, свидетельством чего служит та тесная и закономерная связь, которая обнаруживается между угловатой формой дуг в плане и их внутренней структурой.

Отличительной чертой большинства тектонических дуг является их геолого-структурная изменчивость не только в поперечном, но и в продольном направлениях. Связь угловатой формы тектонических дуг с их внутренней структурой выражается в том, что различия в строении разных частей дуг чаще всего оказываются наиболее резкими именно в местах смены одного отрезка дуги другим, тогда как в пределах послед-

них (вдоль их простирания) эти различия проявляются сравнительно слабо.

В местах «изломов» дуг резкие изменения могут претерпевать состав и мощность слагающих их отложений, характер взаимоотношения отдельных свит и комплексов осадков (появление или исчезновение переывов и несогласий), полнота стратиграфического разреза (выпадение из разреза той или иной его части), интрузивный и эффузивный магматизм, различные тектонические признаки (морфология структур, выделяемых внутри смежных отрезков дуги, ширина и структурные особенности самих отрезков и т. п.). Резкие изменения, конечно, не обязательно должны испытывать одновременно и в равной степени все перечисленные выше характеристики тектонической дуги. Иногда наиболее существенные изменения испытывают лишь одни из них (например, формационный состав осадочных образований или их мощности), тогда как другие (например, магматизм) изменяются менее значительно и резко. Однако чаще всего геолого-структурная изменчивость в участках сочленения отрезков дуг бывает достаточно многообразной.

Совпадение участков угловатых сочленений отдельных, в целом прямолинейных составных частей дуг с их геолого-структурной зональностью в продольном направлении трудно расценить иначе, как прямое проявление закономерной зависимости морфологии дуг от их внутренней структуры, как свидетельство единства внешней и внутренней форм геолого-структурной гетерогенности дугообразных систем.

Убедительные доказательства существования связи между угловатой формой тектонических дуг и их неоднородным внутренним строением можно найти почти в любой крупной дугообразной системе. Для подтверждения сказанного рассмотрим некоторые конкретные примеры этой связи в типичных материковых и островных дугах.

Система дуг Альпийско-Карпатско-Балканской горной цепи. Наиболее резкие и глубокие различия в геологической структуре и истории развития разных частей этой сложной изогнутой в плане цепи горных сооружений фиксируются в местах соединения главных основных отрезков рассматриваемой системы: Западных и Восточных Альп, Западных, Восточных и Южных Карпат и Балканского хребта. И хотя эти отрезки сами по себе, строго говоря, также неоднородны в геолого-структурном отношении, эта неоднородность оказывается, как правило, менее значительной и менее резко выраженной, чем различия в строении и развитии перечисленных главных отрезков системы в местах их сочленения.

Общеизвестно, что одной из наиболее примечательных особенностей геологической структуры Альп является широкое развитие шарьяжей. Вместе с тем трудно представить, что кто-либо из современных геологов может всерьез рассматривать структуру Альп как хаотическое и бессистемное нагромождение тектонических покровов, которые бы полностью, до неузнаваемости изменили первичную структурно-фациальную зональность альпийской геосинклинали системы. Пространственное размещение фациальных зон Альп вполне закономерно. Об этом свидетельствует как строго определенный характер поперечной зональности альпийского мегантиклинория, так и в целом согласная вытянутость главных структурно-фациальных зон вдоль альпийской дуги (Kraus, 1951; Жинью, 1952; Grümpu, 1960; Ramsay, 1963). Соответствие расположения зон простиранию дуги сопровождается их сильной изменчивостью в продольном направлении. Последняя проявляется в частичной редукции одних и в полном выклинивании других зон по простиранию. Участки главной структурно-фациальной изменчивости являются в то же время и местами основных «изломов» альпийской дуги на стыке Южных и Западных, а также Западных и Восточных Альп. Важно подчеркнуть, что именно здесь многие тектонические элементы главных составных отрезков дуги, расположенных между ее основными изломами,

находят определенное структурное продолжение за пределами дуги (примерами таких продолжений могут служить структуры Прованса и Дофине, складчатая зона Юрских гор, массивы Вогезы и Шварцвальд, Рейнский грабен, а также частично структуры грабена Соны и Центрального массива Франции). Все это позволяет сделать заключение о

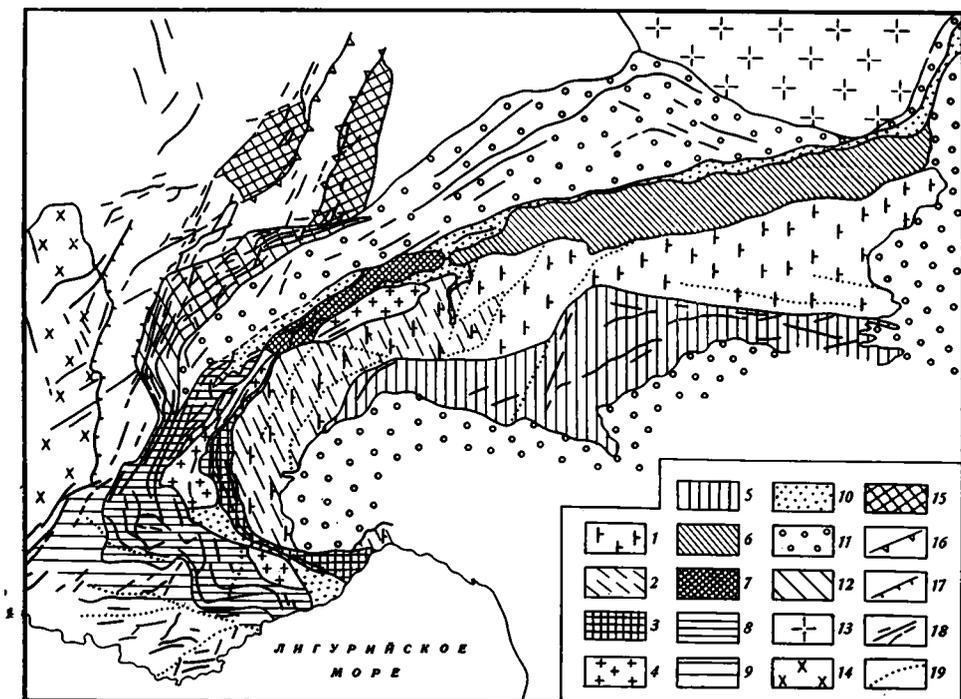


Рис. 1. Схема внутреннего строения и структурно-фациальная зональность мегантиклинория Альп. Составлена по данным Э. Крауса (Kraus, 1961), Жинью (1952), Дж. Рамсея (Ramsay, 1963) и др.

1 — внутренняя область Альп (мезозойские «блестящие сланцы», выступы палеозойского и более древнего основания); 2 — участки внутренней области Альп, характеризующиеся развитием мезозойских офиолитов; 3 — Бриансонская зона (сравнительно мощные отложения верхнего палеозоя и триаса, маломощная юра, почти полное отсутствие нижнего мела); 4 — внешние (герцинские) массивы Западных Альп; 5 — Южные Известняковые Альпы; 6 — Северные Известняковые Альпы; 7 — Гельветская зона (преобладание относительно мелководных и маломощных фаций мезозоя); 8 — зона Дофине (мощные мезозойские отложения преимущественно карбонатно-глинистого состава); 9 — продолжение зоны Дофине за пределами Альп; 10 — флишевые прогибы; 11 — Предальпийский краевой прогиб; 12 — Ломбардская и Венгерская межгорные впадины; 13 — складчатая зона Юры; 14 — Чешский массив; 15 — Центральный массив Франции; 16 — Вогезы и Шварцвальд; 17 — границы грабена Верхнего Рейна; 18 — границы грабена Соны и Нижнего Дофине; 19 — простирации структур; 20 — границы отдельных фациальных комплексов мезозойского возраста внутри зон

том, что современная дугообразная форма альпийского мегантиклинория в плане в основном predetermined первичным расположением и характером взаимоотношения его главных структурно-фациальных зон (рис. 1).

Геологические различия между Восточными Альпами и Карпатами выражены так же отчетливо, как резко сочленяются эти отрезки расчленяемой системы дуг. Весьма значительны также различия между Западными и Восточными Карпатами (Магел, 1960).

Южные Карпаты существенно отличаются от западной части Балканского хребта как по характеру геологических формаций, так и по особенностям тектоники (Бончев, 1960). Согласно данным Е. С. Бончева (1962), непосредственной структурной связи между Южными Карпатами и Балканами, ограниченными с запада зоной Крайштид, не существует (рис. 2).

Исключительно отчетливо различия в геологической истории отдельных частей Карпато-Балканской системы выступают при сравнении литологического состава разновозрастных осадков, накопившихся в пределах разных ее частей. Это сравнение показывает, что единых структурно-фациальных зон, непрерывно протягивающихся вдоль всей этой изогнутой геосинклиальной системы, не существовало. Фации мезо-кайнозойских отложений в ней менялись, и менялись именно так, что в большинстве случаев главные фациальные переходы почти неизменно оказывались связанными с местами наиболее резких смен простираия современной Карпато-Балканской горной цепи, т. е. с участками сочленения Восточных и Южных Карпат, а также Южных Карпат и Балкан. При этом некоторые фациальные зоны, сохраняя свою прямолинейность, продолжают за пределы дуги, где в настоящее время скрыты под более молодыми осадками.

Различия в строении и развитии разных отрезков дугообразной системы Альп, Карпат и Балкан проявились не только в особенностях пространственного размещения фаций осадочных образований, но и в характере магматизма. Зоны развития близких по возрасту и составу магматических (глубинных и излившихся) комплексов обычно не выдерживаются на всем протяжении друг Альпийско-Карпато-Балканской системы, ограничиваясь отдельными ее отрезками. Вследствие этого дугообразная система, в частности территория Карпат и Балкан, подразделяется на ряд провинций и зон, отличающихся характером магматических проявлений и металлогенической специализации (Петрашек, 1957; Лазаренко, 1962). Особенности металлогении служат хорошим подтверждением историко-геологической разнородности этой системы тектонических дуг, отражая специфику развития в их пределах магматических процессов. По данным Е. Е. Захарова (1959), в Альпийско-Карпатской системе дуг намечается четкая металлогеническая зональность: резкие изменения простираий этой системы, соответствующие границам ее альпийского, западно-карпатского и восточно-карпатского отрезков, характеризуются появлением определенных типов рудных формаций, преобладающих внутри этих отрезков и внезапно исчезающих в участках перехода от одного отрезка дугообразной системы к другому одновременно с изменением господствующих простираий структур.

Памяро-Куньлуньская дуга. Примерами продольной структурной изменчивости Памяро-Куньлуньской дуги и ее связи с формой дуги в плане могут служить все главные тектонические зоны Памяра и Западного Кунь-Луны (рис. 3). Зона Северного Памяра по многим чертам своего строения и развития в позднем палеозое и мезо-кайнозое значительно отличается от западного Кунь-Луны (Архипов, Швольман, 1966). Что касается продольной изменчивости самой зоны Северного Памяра, то

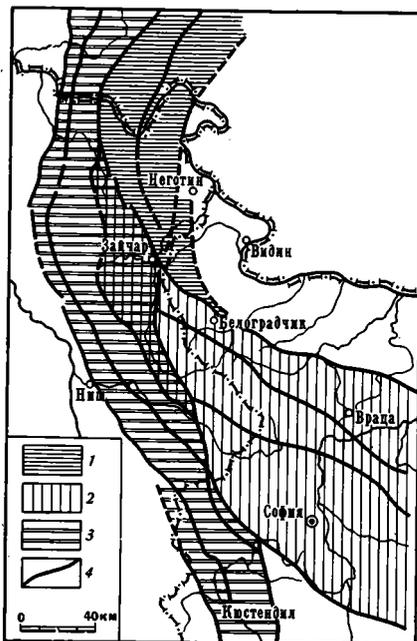


Рис. 2. Тектоническая схема Карпато-Балканской дуги (по Бончеву, 1962)

1 — Южные Карпаты; 2 — Балканы; 3 — Крайштиты; 4 — главные разрывные нарушения

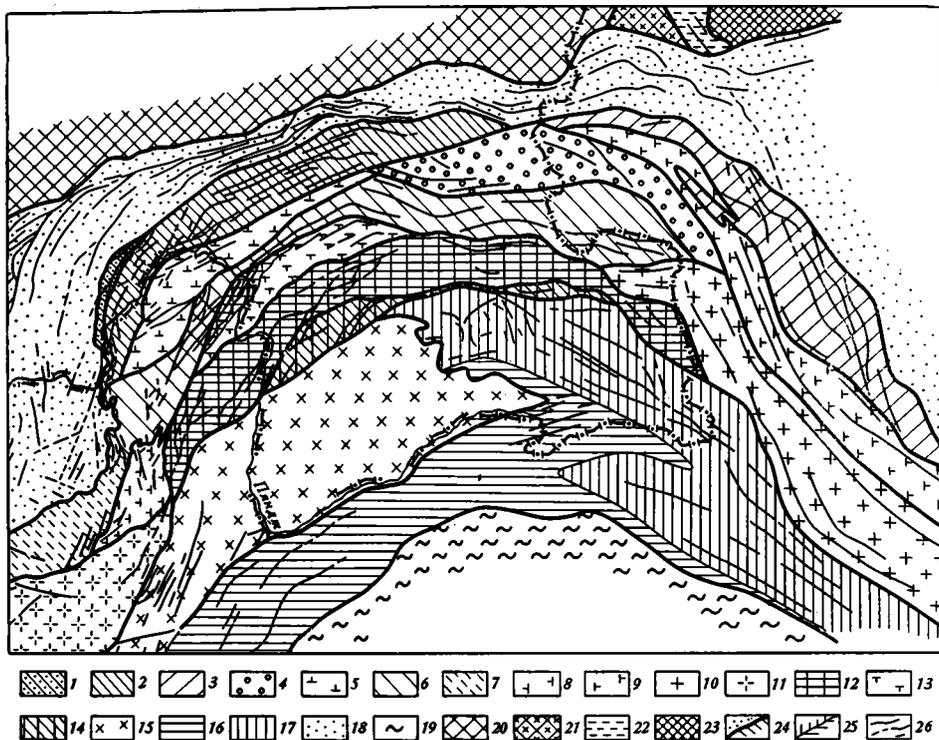


Рис. 3. Схема строения Памиро-Куньлуньской дуги. Составлена с использованием данных В. И. Дронова, А. Х. Кафарского (Памир), В. М. Моралева (Афганский Бадахшан), В. И. Серпухова, В. М. Синицына (Кунь-Лунь) и др.

1—11 — тектонические зоны Северного Памира и Западного Кунь-Луна. Отличительные особенности зон: 1 — терригенный нижний мезозой; 2 — вулканогенные нижнекаменноугольные отложения, терригенно-карбонатно-глинистые среднекаменноугольные и нижнепермские отложения, вулканогенный нижний мезозой, палеозойские граниты; 3 — терригенно-карбонатные каменноугольные и вулканогенно-осадочные нижнепермские отложения, верхнепалеозойские граниты, угленосный нижний мезозой; 4 — терригенно-глинистые нижне- и среднекаменноугольные и вулканогенные нижнекаменноугольные отложения, раннемезозойские граниты; 5 — докембрий, местами перекрытый относительно маломощными терригенно-карбонатными палеозойскими отложениями; 6 — терригенно-глинистый, карбонатный и вулканогенный палеозой; 7 — карбонатно-глинистый верхний палеозой; 8 — гнейсы и амфиболиты докембрия (?); 9—10 — преимущественное развитие докембрийских кристаллических пород и гранитоидов; 11 — докембрий и нижний палеозой,

интрузии раннемезозойских гранитов; 12—14 — тектонические зоны Центрального Памира. Отличительные особенности зон: 12 — карбонатно-терригенные отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя, триаса и юры, мел-палеогеновый вулканизм; 13 — докембрий интродуцированный палеогеновыми гранитоидами; 14 — каменноугольно-триасовые вулканогенно-осадочные отложения; 15 — массив юго-западного Памира (область развития докембрия); 16 — внешняя зона Восточного Гиндукуша (верхний палеозой — нижний мезозой в терригенно-глинистых фациях); 17 — зона юго-восточного Памира и северо-западного Каракорума (верхний палеозой, триас и юра в карбонатных и терригенно-глинистых фациях); 18 — северное ограничение Памиро-Куньлуньской дуги (Таджикская депрессия, Алайская долина и Таримская впадина); 19 — внутренние зоны Гиндукуша и Каракорума; 20—23 — тектонические зоны Южного Тянь-Шаня; 24 — границы тектонических зон; 25 — те же границы, менее определенные; 26 — простирания структур

сопоставление разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений на западе и востоке этой зоны, изученных Н. Г. Власовым (1961), Н. Н. Леоновым (1961), М. Н. Соловьевой, Ю. Б. Казминым, В. В. Козловым (1962), А. Х. Кафарским, И. В. Пыжьяновым (1963) и др., показывает, что различия в их фациальном составе, мощностях и полноте стратиграфического разреза в западных и восточных частях Северного Памира были уже довольно ощутимыми в позднепалеозойское время. В раннем мезозое они стали еще заметнее. Эти различия наиболее отчетливо проявились в участках угловатых смен простираний дуг Северного Памира (к северу от ледника Федченко, в Афганском Бадахшане и др.).

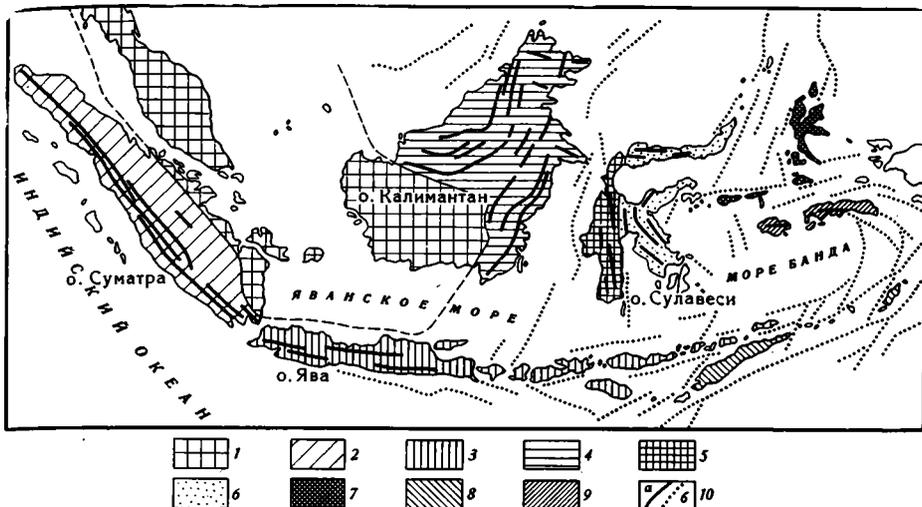


Рис. 4. Структурная неоднородность Индонезийских дуг

1 — область мезозойской складчатости; 2 — поднятая часть структуры Зондской дуги; 3 — опущенная часть структуры Зондской дуги; 4 — зона кайнозойской складчатости Калимантана; 5 — Западный Сулавеси; 6 — Восточный Сулавеси; 7 — тектоническая зона островов Хальмахера, Оби, Сула; 8 — тектоническая зона Тимора и островов, окружающих море Банда с юго-востока; 9 — тектоническая зона островов Буру-Церам; 10 — простирации структур: а — на суше, б — в море

Неоднородность Памиро-Куньлуньской дуги в ее внутренних частях еще более отчетливая: зона Центрального Памира не находит продолжения на востоке (в Кунь-Луне), выклинивается на западе (в Афганском Бадахшане), претерпевая при этом существенные изменения по простираемости, и значительно отличается от иначе ориентированной зоны Юго-Восточного Памира (Дронов, Андреева, 1962). Наконец, зона метаморфических пород Юго-Западного Памира резко сужается в западном и выклинивается в восточном направлениях.

Индонезийские дуги. Особенности морфологии и внутреннего геологического строения островных дуг Индонезии убедительно свидетельствуют о том, что ни одна из них не может, строго говоря, рассматриваться как единое структурно-геологическое образование. В любой из Индонезийских дуг выделяется несколько угловато сочленяющихся составных элементов — групп островов, отдельных островов и их частей, каждый из которых более или менее значительно отличается от примыкающего к нему другого отрезка дуги какой-либо особенностью своего строения и развития. При этом наиболее резкие геолого-структурные различия внутри дуг оказываются, как правило, приуроченными к местам сочленения этих отрезков (рис. 4).

Два наиболее крупных смежных отрезка дуги Больших Зондских островов — Суматра и Ява — наряду со значительными чертами сходства своего развития в течение по крайней мере позднего мезозоя и кайнозоя (Vermelen, 1949), характеризуются и весьма существенными отличиями, главным из которых следует считать сильную приподнятость всей современной структуры Суматры по отношению ко всей структуре Явы. В прямую связь с этой особенностью Явы и Суматры могут быть поставлены различия в пространственной ориентировке этих островов и угловатость сочленения их структур.

Редкий пример резкости смен простираций крупных структурных элементов внутри островных дуг, а также совпадения этих смен с глубокими различиями в геологическом строении и развитии по-разному расположенных тектонических зон представляет собой Центральный

Калимантан. Здесь, в бассейне верховий рек Капуас и Махакам, происходит резкое сочленение различно ориентированных главных частей дугообразно изогнутой структуры острова.

Одна из этих частей, образованная структурами запад-северо-западного простирания, судя по мощностям и формационному составу верхнемезозойских и кайнозойских отложений, а также степени их дислоцированности (Bemmelen, 1949; Haile, 1954; 1957; Wilford, 1955), принадлежит к области мезозойской складчатости Юго-Восточной Азии, тогда как непосредственно примыкающая к ней другая часть дуги Калимантана, ориентированная в северо-восточном направлении, относится уже к зоне кайнозойского геосинклинального развития. Об этом свидетельствуют состав и мощности распространенных здесь мезо-кайнозойских отложений и характер складчатых и разрывных деформаций (Bemmelen, 1949; Kirk, 1957; Wolfenden, 1960).

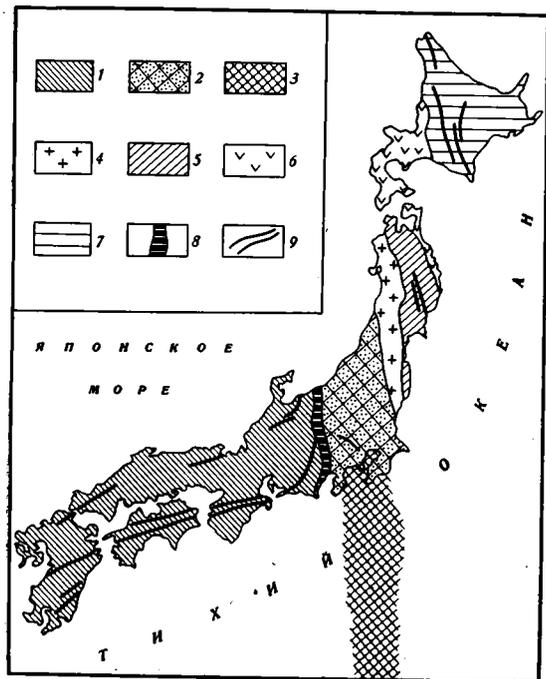


Рис. 5. Схема внутренней структуры Японской островной дуги. Составлена по материалам тектонической карты Японии (Isomi, 1968) и др.

1 — юго-западная Япония; 2—7 — тектонические зоны северо-восточной Японии (2 — зона Центрального Хонсю с мощным складчатым неогеном 3 — внешнее продолжение зоны Центрального Хонсю — геантиклинальная подводная зона Идзу-Нампо; 4—7 — зоны северо-восточного Хонсю и Хоккайдо, отличающиеся рядом особенностей строения и развития в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя); 8 — Большой Ров; 9 — главные простирания структур

Основу Сулавесской дуги представляют ориентированные в широтном и меридиональном направлениях северный и западный полуострова Сулавеси. Они сочленяются настолько резко, что к образованной в результате этого сочленения структуре трудно применим даже сам термин «дуга». Связь между ломаной формой этой дуги с ее внутренним строением, насколько это позволяют установить весьма ограниченные данные по геологии Сулавеси, выражена в ряде случаев достаточно ярко. Например, угловатое сопряжение западного и северного полуостровов предполагается на непосредственном продолжении к северо-восточному

меридиональной тектонической зоны раздела Сулавеси на Западный и Восточный, которые существенно отличаются друг от друга историей своего развития и в основном характером магматизма (Umbgrove, 1949), а резкий изгиб структур в восточной части северного полуострова сопровождается появлением действующих вулканов, неизвестных в других частях Сулавеси.

В восточной части Индонезии гирлянда островов, окружающих впадину моря Банда, несмотря на кажущееся внешнее единство, не образует единого плавного дугообразного изгиба, распадаясь на ряд отдельных составных частей. Каждая из этих частей, объединяющая несколько островов, угловато сочленяется с соседним отрезком дуги. Составные части геосинклинальной системы островов моря Банда характеризуются значительными различиями их геологической истории (Bemmelen, 1949; Klotpre, 1957).

Японская островная дуга. Главный «угол» Японской дуги, совпадающий со средней частью о. Хонсю, является в то же время и одним из основных структурно-геологических рубежей в пределах всей системы Японских островов. Именно здесь располагается сложная зона тектонических нарушений, получившая наименование «Большого Рва». Эта зона, пересекающая Хонсю в субмеридиональном направлении от Японского моря до Тихого океана, делит Японские острова на две части — юго-западную и северо-восточную, — резко отличающиеся друг от друга в геологическом отношении (Бубнов, 1947; Сайто и др., 1961; Isomi, 1968). В юго-западной части широким развитием пользуются палеозойские и мезозойские отложения, а в северо-восточной, напротив, породы кайнозойского возраста (в том числе вулканогенные), накопившиеся в иной структурно-фациальной обстановке. По данным В. И. Тихонова (1964), на островах Японии устанавливается два структурных плана. Один из них, основные элементы которого развивались в течение мезозоя и почти всего кайнозоя, является поперечным по отношению к дуге Японских островов. Другой, заложенный на ранних этапах геологической истории Японии, проявился в основном в новейшее время. Развитие его и привело к образованию Японской островной дуги в ее современном виде. Это дало В. И. Тихонову основание сделать, по нашему мнению, совершенно правильный вывод о том, что структуру Японских островов нельзя рассматривать как однородную дугообразную тектоническую систему. Структурная гетерогенность Японской островной дуги хорошо видна на рис. 5.

Анды. В плане Анды образуют два резких коленообразных излома и несколько менее значительных перегибов, разделяющих всю гигантскую сигмоиду Южно-Американских Кордильер на ряд относительно прямолинейных отрезков. Каждый из этих отрезков в той или иной степени отличается от примыкающего к нему под углом соседнего отрезка какой-либо особенностью своего строения и развития.

Лучше всего эти различия выражены в местах главных угловатых искривлений горной системы Анд, т. е. в северной части Перу и Боливии. Так, по данным Х. Дж. Харрингтона (1959), северный, субмеридиональный отрезок Анд в пределах Колумбии и Эквадора отличается от Перуанских Анд, ориентированных в направлении с северо-запада на юго-восток, накоплением континентальных и вулканогенных отложений верхнего триаса и, наоборот, морских осадков сенона, а также отсутствием верхнеюрского, верхнечетвертичного и четвертичного вулканизма, проявившегося в Перу. Именно в северном Перу, на участке резкой смены главного простирания системы Анд, заканчивается большая часть од-

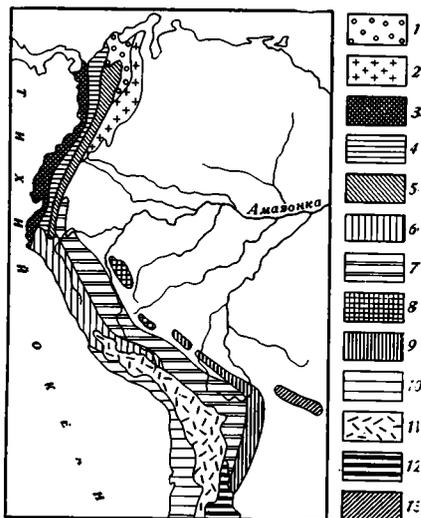


Рис. 6. Тектоническая зональность северной части Анд (по Харрингтону, 1959; с упрощениями)

1 — депрессия низовьев Магдалены и Сесара; 2 — Сьерра-де-Санта-Марта; 3 — пояс Чако — Эсмеральда — Сечура; 4 — Западная Кордильера Колумбии и Эквадора; 5 — Восточная Кордильера Колумбии; 6 — Западная Кордильера Перу; 7 — Центральная и Восточная Кордильеры Перу, Боливии и северной Аргентины; 8 — Восточное Перу; 9 — Субандийские хребты Боливии и северной Аргентины; 10 — Главная Кордильера Чили и Аргентины; 11 — Пуна и Альтиплано Чили, Аргентины, Боливии и Перу; 12 — хребты Пампы; 13 — грабен Чикитос (выделенные зоны отличаются возрастом, составом и фациальными особенностями развитых в их пределах палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, а также характером магматизма)

них и начинаются другие тектонические зоны (морфоструктурные районы, по Харрингтону), отличающиеся особенностями внутреннего строения и современного рельефа (рис. 6).

Пространственная разобщенность структуры Боливийских и Аргентинских Анд и различия в истории их развития хорошо иллюстрируются серией палеогеографических карт, составленных Х. Дж. Харрингтоном (Harrington, 1962). Эти различия начали отчетливо проявляться с раннекаменноугольной эпохи и сохранились на протяжении последующей геологической истории.

Если рассматривать структуру Южно-Американских Кордильер в целом, то о ее геологической гетерогенности в продольном направлении, в частности, свидетельствует характер распространения мезозойских трансгрессивных комплексов (Gerth, 1960). Интересные выводы о расчлененности общей структуры Анд по простиранию на ряд отрезков, отличающихся по истории тектонического развития, содержатся в работе В. В. Белоусова (1963).

Рассмотренные примеры можно было бы продолжить (в частности, за счет таких типичных островных и материковых дуг как Антильская и Гималайская), однако и приведенного материала, по-видимому, достаточно для того, чтобы показать, что мы имеем дело не со случайными совпадениями некоторых геолого-структурных и морфологических признаков отдельных тектонических дуг, а с повсеместно и неизменно проявляющейся закономерной связью между главными особенностями их внешней формы и внутреннего строения, заслуживающей самого серьезного внимания, всестороннего изучения и удовлетворительного объяснения.

III

Анализ рассмотренных особенностей морфологии и внутреннего строения тектонических дуг приводит к заключению о том, что структурная неоднородность дуг не представляет собой их вторичный наложенный признак, а непосредственно связана с характером первоначального размещения и пространственного взаимоотношения тех элементов геосинклинальных систем, на месте которых впоследствии образовались составляющие тектонические дуги отрезки, т. е. является первичной.

Убедительным свидетельством совпадения направления и местоположения составных отрезков дуг с соответствующими частями предшествовавших им геосинклинальных систем служит характер расположения внутри них фациальных зон, обычно вытянутых в соответствии с общим простиранием отрезков дуг в их современной структуре. Подтверждением этого являются также преимущественно согласные по отношению к прямолинейным участкам дуг ориентировка их первоначальных внутренних структур, контролировавших распределение мощностей осадков, и пространственное распределение проявлений интрузивного и эффузивного магматизма. Наконец, очень важным доказательством начальной принадлежности составных частей тектонических дуг нескольким различным расположенным прямолинейным геосинклинальным структурам необходимо считать отмеченные выше продолжения этих отрезков за пределы современных дуг.

Поскольку все геосинклинальные структуры своей ориентировкой и по-видимому, в значительной степени самим существованием обязаны системам крупных, закономерно, но по-разному ориентированных разрывных нарушений, то и главную первопричину возникновения гетерогенности дуг следует в конечном итоге связывать с пересечениями и косыми торцовыми сочленениями структурообразующих глубинных разломов, т. е. с глыбовой природой земной коры.

Преобразование различно ориентированных, разнородных, а нередко также и разновозрастных геосинклинальных структур в единые дуги происходило, по-видимому, в основном лишь на самых заключительных стадиях их геосинклинального развития и в орогенную эпоху, когда общие интенсивные движения объединили в морфологическое целое тектонически гетерогенные элементы. Иначе говоря, составные части дуг «заготавливались» в процессе длительной геологической истории, а их «сборка» была сравнительно быстрой и выборочной, так как далеко не все заготовки приняли участие в строении дуг. Причины этой выборочности следует, на наш взгляд, искать в особенностях тектонического режима орогенической эпохи. Важная роль в возникновении искривленных орогенических структур из пересекавшихся и сочленявшихся в торец прямолинейных элементов их геосинклинальной первоосновы должна была принадлежать срединным массивам, вначале органичивавшим и разделявшим геосинклинальные трюги, а затем контролировавшим форму дуг и, видимо, в значительной мере предопределявшим пространственную избирательность хода процесса их образования.

Какое значение имеет рассмотренная особенность тектонических дуг, какого рода интерес может представлять этот до сих пор почему-то упорно обходимый должным вниманием исследователей признак дугообразных систем материков и океанов? Мы полагаем, что очень большие, возможно даже более значительные, чем это может показаться на первый взгляд.

Основанием для такого утверждения служит наша твердая убежденность в том, что в данном случае речь идет не об имеющей некоторый интерес, достаточно любопытной, но в целом несущественной особенности отдельных тектонических элементов, а о характернейшем признаке широко развитых структурных образований земной коры, о принципиально важной закономерности их строения, изучение которой имеет далеко идущие последствия и дает многообещающие перспективы.

Рассмотренная закономерность строения дуг важна, а ее изучение перспективно — потому, что именно внутренняя неоднородность дуг со всей серьезностью и остротой ставит, на наш взгляд, не только вполне правомерный, но и весьма актуальный вопрос: является ли угловое сочетание однородных отрезков дуг второстепенной и малозначительной деталью их внутренней структуры или, наоборот, тектоническая дуга своим возникновением обязана сочетанию этих отрезков и сама представляет, хотя и вполне закономерное, но вторичное образование, возникшее на гетерогенной основе в заключительные этапы структурной эволюции геосинклинальных систем;

— потому, что изучение рассмотренной особенности дуг неизбежно приводит к заключению о том, что дуги не были извечно едиными структурными элементами, что их первичная основа далеко не всегда и не везде представляла собой те дугообразные искривления структур в плане, которые мы наблюдаем теперь в виде цепей материковых складчатых систем и гирлянд островов;

— потому, что внутренняя геолого-структурная гетерогенность дуг, давая возможность по-новому подойти к оценке тектонической природы дугообразных систем, заставляет весьма критически отнести к наиболее распространенным в настоящее время представлениям об островных и материковых дугах как о проекциях выходов на земную поверхность плоскостей единых наклонных зон глубинных разломов (Lake, 1931; Lawson, 1932; Заварицкий, 1946; Умбгров, 1952). Так как эти представления органически несовместимы с выводами о первичной гетерогенности тектонических дуг, принятие одной концепции исключает другую. Отсюда следует, что факт структурной неоднородности дуг ставит исследователя перед необходимостью определить свое отношение к существующим гипотезам происхождения дугообразных систем, делает остро

злбодневым поиск решения этой важной проблемы на современном уровне знаний;

— потому, что, наконец, изучение гетерогенности дуг в историко-геологическом аспекте выходит за пределы круга вопросов, ограниченных только лишь дугами. Оно определенным образом связано с более широкой темой, охватывающей проблемы взаимоотношения и развития различных по типам, возрасту и пространственному расположению геосинклинальных систем и разделяющих их более устойчивых структурных элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Тектонические дуги областей кайнозойской складчатости, обычно представляющие собой морфологически единые горные цепи и непрерывные гирлянды островов, не являются в своем большинстве однородными геолого-структурными образованиями: в продольном направлении они, как правило, расчленяются на несколько частей, отличающихся рядом особенностей своего строения и развития.

2. Наиболее резко неоднородность тектонических дуг проявляется в местах угловатых сочленений их составных частей, имеющих в своем подавляющем большинстве характер более или менее прямолинейных отрезков. Это свидетельствует о том, что между структурной неоднородностью дуг и их изогнуто-ломаными очертаниями в плане существует закономерная связь и что форма дуг служит внешним отражением их внутренней гетерогенности.

3. Геолого-структурная неоднородность тектонических дуг первична. В основе ее лежат предопределенные глыбовой раздробленностью земной коры изначальные взаимоотношения тех геосинклинальных структур, на месте которых впоследствии сформировались составные отрезки тектонических дуг. Возникновение морфологически единых, сравнительно простых дуг из значительно более сложных систем пересекавшихся и угловато сочленявшихся структурных элементов — результат орогенных движений, вовлекших в горообразование не всю эту сложную структурную первооснову, а лишь те ее части, сочетание которых в плане в ряде случаев (но далеко не всегда) имеет дугообразную форму. Избирательность и закономерная направленность этого процесса была, по-видимому, предопределена спецификой тектонических движений и всей тектонической обстановки орогенного этапа и в значительной степени обусловлена влиянием разделявших геосинклинальные прогибы срединных массивов.

4. Геолого-структурная неоднородность — не второстепенная и случайно проявляющаяся особенность лишь отдельных тектонических дуг, а принципиально важная закономерность строения их подавляющего большинства. Изучение ее заставляет критически отнестись к существующим взглядам на тектоническую природу дугообразных систем и, как мы полагаем, позволяет наиболее правильно подойти к решению проблемы их происхождения, а также к выяснению ряда других важных вопросов тектоники геосинклинальных областей.

Литература

- Архипов И. В., Швольман В. А. Тектоника Северного Памира и западного Кунь-луня (к вопросу о Памиро-Куньлуньской дуге). Сов. геология, № 10, 1966.
- Белюсов В. В. О тектонике Анд. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, (2), 1963.
- Бончев Е. С. Тектонические взаимоотношения между Южными Карпатами и Балканами. Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 1, Изд-во АН УССР, 1960.
- Бончев Е. С. По въпроса за тектонската връзка между Балканидите и Южните Карпати. Тр. Върху геол. на България, сер. стратиграф. и тектоника, кн. IV, 1962.

- Бубнов С. Тектоника Японии и строение Тихоокеанского побережья Восточной Азии. Изв. Главн. упр. геол. фондов, вып. 3, Госгеолиздат, 1947.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В сб. «Геология Средней Азии». Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира. Докл. сов. геологов к I Международн. коллокви. по юрской системе, Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1962.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Перев. с франц. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1959.
- Кафарский А. Х., Пыжьанов И. В. К вопросу о расчленении Мынтекинской свиты Северного Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. I. Изд-во ТаджССР, Душанбе, 1963.
- Лазаренко Е. К. Особенности эндогенной металлогении Карпато-Балканской горной системы. Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Изд-во АН УССР, 1962.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. Изд-во АН СССР, 1961.
- Магел М. Основные черты геологического строения мезо-кайнозойской структуры центральной полосы Западных Карпат. Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 1, Изд-во АН УССР, 1960.
- Муди Дж. Д. и Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В сб. «Вопросы современ. зарубежн. тектоники», Изд-во иностр. лит., 1960.
- Петрашек В. Э., младший. Магматизм и металлогения Юго-Восточной Европы. В кн. «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Сайто М. и др. Геология и минеральные ресурсы Японии. Ч. 1, Геология, Изд-во иностр. лит., 1961.
- Соловьева М. Н., Казмин Ю. Б., Козлов В. В. Геологическое строение и стратиграфия палеозойских отложений Заалайского хребта и Северного Памира. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана. В сб. «Океанологич. исследования», № 2, 1960.
- Харрингтон Х. Дж. Морфоструктурные районы Южной Америки. В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Изд-во иностр. лит., 1959.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Изд-во АН УССР, 1963.
- Wemmen R. W. van. The Geology of Indonesia, vol. 1 A. General. geology of Indonesia and adjacent archipelagoes. Hague, 1949.
- Gertin H. Die Entwicklung der Orogene der sudamerikanischen Kordillere wahrend des Mesozoikums. Geol. Rundschau, B. 50, 1960.
- Haile N. S. The geology and mineral resources Strap and Sadong valleys. West Sarawak. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, mem. 1, 1954.
- Haile N. S. The geology and mineral resources of the Lupar and Saribas valleys, West Sarawak. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo mem. 7, 1957.
- Harrington H. Paleogeographic development of South America. Bull. Amer. Ass. Petrol. geol., v. 46, No 10, 1962.
- Isomi M. Tectonic map of Japan. Geol. Surv. of Japan, 1968.
- Kirk H. J. C. The geology and mineral resources of the Upper Bajang and adjacent areas. Geol. Surv. Dep. British terr. in Borneo, mem. 8, 1957.
- Klomppe Th. H. F. Pacific and variscian orogeny in Indonesia. A Structural synthesis. Univer. of Indonesia; Contrib. from the Depart. of Geology, No. 28, 1957.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Acad. Verlag Berlin, 1951.
- Lake P. H. Island Arcs and mountain building. Geograph. J., v. 78, 1931.
- Lawson A. Insular Arcs, Foredeep and geosynclinal seas of the Asiatic Coast, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 43, 1932.
- Ramsay J. G. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. Proc. Geol. Assoc., v. 74, Pt. 3, 1963.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, No. 6, 1960.
- Umbgrove J. H. Structural History of the East Indies. Cambridge Univ. Press, 1949.
- Wilford G. E. The geology and mineral resources of the Kuching-Lun area, West Sarawak including the Bau mining district. Geol. Surv. Dep. British terr. in Borneo, mem. 3, 1955.
- Wolfenden E. B. The geology and mineral resources of the Lower Rajang valley and adjoining areas, Sarawak. Geol. Surv. Dep. British terr. in Borneo, mem. 11, 1960.

УДК 551.252(234.85)

К. П. ПЛЮСНИН

СИСТЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИВАЖА РАЗЛОМА НА УРАЛЕ

Региональные системы кливажа разлома являются особой самостоятельной формой деформации горных пород. Они развивались на орогенных этапах геологической истории Урала в зонах широких и протяженных поднятий, связанных с глубинными складками земной коры. Относительно осевых поверхностей этих поднятий кливаж разлома образует веерообразные (V-образные) структуры с характерными взбросовыми составляющими смещений. На складке изгиба кливаж разлома наложен как более поздняя деформация, а складки скалывания являются вторичным осложняющим структурным элементом этого кливажа.

Понятие о кливаже появилось в геологии почти 150 лет назад, и тем не менее до сих пор все еще эта проблема во многих отношениях остается неопределенной. Одной из нерешенных задач в учении о кливаже является возможность разделения его на две генетические группы: кливаж разлома и кливаж течения (в общей форме показан еще Ван Хайзом и Лизсом). К первой группе обычно относятся несколько морфологических разновидностей этих структурных деформаций пород: кливаж разлома, скалывания, скольжения и сланцевый кливаж; во вторую группу включается только сланцевый кливаж (сланцеватость) и кристаллизационная сланцеватость.

Существенное отличие указанных групп кливажа подчеркивается во многих специальных исследованиях, посвященных этой проблеме (Клоос, 1958, 2; Михайлов, 1957, 1964; Кириллова, 1962; Белевцев, Тохтуев, 1966), в которых также дается заключение, что граница между ними условная и далеко не всегда эти группы могут быть выделены.

Затруднение проведения четкой границы между намеченными группами регионального кливажа объясняется большим внешним сходством отдельных разновидностей выделяемых групп кливажа. Интенсивно развитый сланцевый кливаж первой группы без специальных исследований не отличается от слабых проявлений сланцевого кливажа второй группы. Видимо, поэтому ряд авторов (Пэк, 1939; Ноеррегер, 1956; Fourmarier, 1950, 1953, 1956; Ситтер, 1960; Нилл, 1963) не обособляют эти группы кливажа, и все его разновидности рассматривают как различные по интенсивности формы одной и той же непрерывной деформации.

Исследования систем регионального кливажа, проведенные автором на Урале, позволили наметить определенную связь рассматриваемых групп кливажа с характерными региональными тектоническими структурами. Ранее было отмечено (Плюснин, 1964, 1967), что на Урале поверхности регионального кливажа имеют две формы залегания: веерообразную и в виде очень крупных антиклиналей, так называемых кливаж-антиклиналей. Кливаж-антиклинали описаны в общих чертах У. Уайтом и Р. Джонсом (White, Johns, 1950) и отчасти Э. Шрёдером (Schroeder, 1958). Главнейшими структурными элементами в них являются гнейсовые купола, аналогичные тем, которые были показаны П. Эскола (Eskola, 1949), и складки течения, особенно подробно рассмотренные в свое вре-

мя А. А. Сорским (1952). Веерообразные структуры регионального кливажа в некоторой мере были охарактеризованы в работах П. Фурмарье (Fourmarier, 1959, 1953) и И. В. Кирилловой (1962).

Антиклинальная и веерообразная формы залегания систем регионального кливажа распространены на всем протяжении Уральского складчатого пояса. Устанавливается, что системы кливажа разлома образованы в виде веерообразных структур, а системы кливажа течения (кристаллизационная сланцеватость) в виде кливаж-антиклиналей (Плюснин, 1964, 1967).

Следует сразу подчеркнуть, что в данной статье рассмотрены лишь структуры, связанные с системами кливажа разлома, среди которых первостепенный интерес представляют складки скалывания, особенно типичные для этих структурных деформаций горных пород. Здесь выясняется также возраст кливажа разлома и отношение его к другим тектоническим нарушениям. Микроструктурные же особенности проявлений кливажа разлома по существу не разбираются, так как они описаны во многих известных работах.

СКЛАДКИ СКАЛЫВАНИЯ КАК ОДНА ИЗ ФОРМ ПРОЯВЛЕНИЯ КЛИВАЖА РАЗЛОМА

Кливаж разлома в слабых проявлениях, соответствующих начальным стадиям его развития, представлен хорошо видимыми трещинами, плавно изгибающимися или прямолинейными, которые по отношению к слоистости, как правило, занимают секущее положение, нередко с очень острыми углами встречи. В более совершенной, типичной для него форме он имеет вид частой сетки субпараллельных трещин, затухающих на небольшом расстоянии или примыкающих обычно кулисообразно к соседним трещинам такого же типа. Благодаря очень близкому взаимному расположению этих трещин (миллиметры и доли миллиметров) и не вполне прямолинейным их очертаниям, порода оказывается тонко разлинзованной — расчлененной на плоские линзы различных размеров, названные У. Ситтером микролитами (Sitter, 1954).

Вдоль отдельных трещин кливажа разлома подчасую наблюдаются отчетливые смещения (скалывание) слоистой текстуры или более ранней сланцеватости, измеряемые долями миллиметра, редко миллиметрами и сантиметрами. Наряду со смещениями обнаруживается также заворот, смятие слоистой или сланцеватой текстуры и зерен удлиненной формы. Вследствие этого отдельные трещины кливажа разлома выглядят как тончайшие зонки смятия, в которых происходит деформация изгиба в виде микроскопических флексур или сломов слоев (сланцеватости) с закономерным поворотом их вокруг оси *В*. Весьма характерно, что в этих смещениях преобладает взбросовая составляющая, которая особенно развита в слабокливажированных толщах пород и проявлениях кливажа, не осложненных вторичной мелкой складчатостью скалывания. В таких случаях взбросовая составляющая движения оказывается выдержанной в толщах кливажированных пород и прослеживается в них на значительные расстояния (километры) вкрест простирания структур.

Наиболее характерной структурной деформацией, связанной с кливажем разлома, является мелкая складчатость скалывания, которую можно наблюдать почти во всех кливажированных толщах пород. Эти вторичные складчатые нарушения, осложняющие крылья крупных складчатых структур, часто называются также складками волочения, течения, скольжения. Механизм образования названных складок рассматривается в целом ряде работ (Войновский-Кригер, 1966; Кириллова, 1949; Клоос, 1958; Пэк, 1939; Гончаров, 1963; Fourmarier, 1958), и тем не менее все

еще остаются не изученными и малопонятными отдельные весьма важные стороны происхождения этих структур.

Для изучения механизма образования мелкой складчатости особенно благоприятными представляются нарушения, находящиеся в начальной стадии развития,—зачаточные формы. В таких складках, не осложненных поздними дислокациями, скорее можно определить связанные только с ними элементы кинематики, а также ориентировку основных сил,

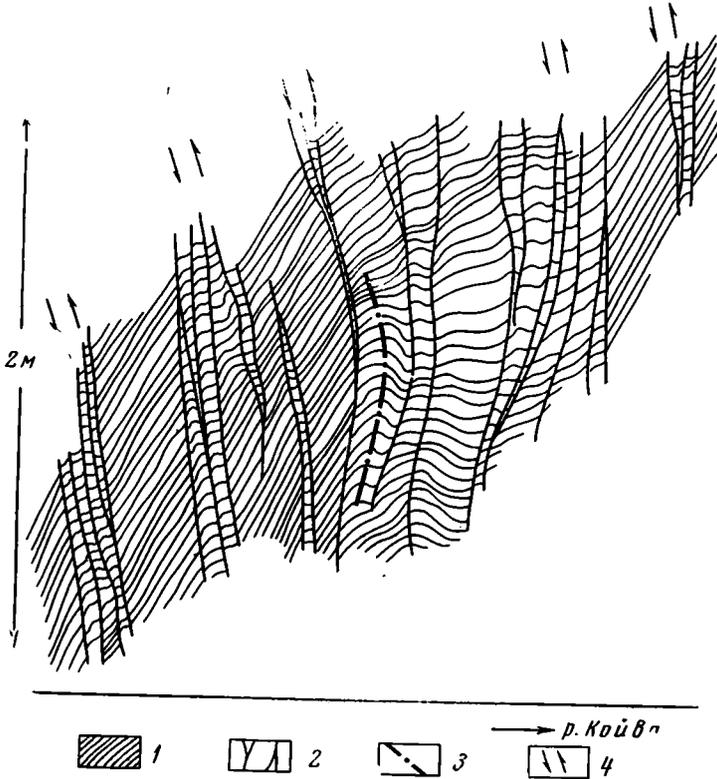


Рис. 1. Зачаточные формы складок скальвания в федотовской свите (р. Койва. Средний Урал)

1 — слоистость и близкая к ней ранняя сланцеватость; 2 — кливаж разлома; 3 — осевая плоскость складки изгиба; 4 — направление относительных смещений по трещинам кливажа разлома

которые вызывают их появление. Хорошие проявления зачаточных складчатых форм наблюдались нами в обнажениях федотовской свиты (поздний протерозой) на р. Койве (рис. 1). Здесь устанавливается, что по редким трещинам кливажа разлома слоистая текстура и ранняя сланцеватость пород нарушены только там, где такие трещины очень сближены. В этих местах видны характерные S-образные мелкие изгибы слоев или сломы, по которым определяется взбросовое направление движения. Там, где трещины кливажа разлома расположены сравнительно редко, разорванные по ним слои образуют складки, которые плавно затухают вверх и вниз по разрезу, не выходя за пределы ограничивающих их поверхностей сместителей (трещин кливажа). Хорошо видно, что даже в зонах сплошного развития кливажа разлома такие мелкие складчатые формы, отчетливо контролируемые трещинами кливажа, образуют только локальные деформации. Местный характер этих складчатых деформаций устанавливается и в региональном плане, так как распространены они далеко не во всех случаях, где имеется кливаж разлома, и к тому же

никак не связаны с интенсивностью его проявления. Из этого следует, что для развития описываемых складок необходимо сочетание каких-то благоприятных факторов. К разряду таких факторов, влияющих на развитие процесса, обычно относятся структурные (зернистость) и текстурные (слоистость, сланцеватость, трещиноватость) свойства пород. Известно, что наиболее благоприятными для формирования мелких складок являются мелкозернистые и ясно слоистые разновидности пород. Но имеются и другие факторы, которые еще больше суживают возможности их образования.

В рассматриваемом примере можно видеть, что складчатость начинает развиваться внутри отдельных, ограниченных кливажными поверхностями, тектонических линз и прежде всего в тех местах, где формы этих поверхностей неправильные, извилистые. Такая постоянно наблюдаемая связь показывает, что формы трещин, определяющие траектории движения отдельных микролитонов и их пакетов (блоков), также являются очень важным условием для формирования складчатых нарушений. Больше того, повороты трещин следует считать определяющими в механизме рассматриваемого складкообразования, так как хорошо известно, что при смещении вдоль изогнутых сместителей происходит превращение усилий, ориентированных продольно к трещинам, в усилия, поперечные к ним. Вдоль трещин кливажа, при движении тектонических пластин в направлении, поперечном к их изгибам, на выступах блоков,двигающихся навстречу друг другу, создаются местные зоны дополнительного упругого сжатия, а в промежутках между ними вдоль тех же трещин появляются зоны относительного растяжения. При длительном существовании такого неравномерного поля упругих напряжений постепенно в породах развивается пластическая деформация, достигающая различной интенсивности. В соответствии с действующим полем напряжения эта деформация совершается в форме пластических перемещений вещества из участков сжатия в участки растяжения. Существование упруго-пластической формы движения во всем процессе устанавливается по наличию в породах, одновременно развившихся, как пликативных нарушений в виде сложных изгибов слоев, так и хрупких деформаций в виде трещин кливажа. В высокопластичных породах преобладающее значение имеет пластическая форма движения, так как предел упругости достигается достаточно быстро даже в случае незначительных напряжений.

Наиболее податливыми для пластического течения являются зернистые обломочные породы, так как в них большое значение в процессе движения имеют интергранулярные сдвиги зерен (Цимбаревич, 1948), не требующие больших затрат энергии. Эта форма пластического течения является одной из главных в описываемом процессе. В общем равными по значению представляются также интрагранулярные движения пород, сопровождающиеся их частичной перекристаллизацией (пластическое течение в зернах путем трансляции, двойникования). Пластические перемещения происходят также значительно легче, если породы предварительно были интенсивно кливажированы, так как поверхности трещин способствуют пластическому проскальзыванию друг относительно друга целых микролитонов или их пакетов.

В местах проявления складок скалывания характер относительных смещений микролитонов существенно отличается от описанных выше региональных взбросовых смещений. В каждой отдельной складке эти смещения хорошо устанавливаются в сечении АС: на одном крыле они левые, а на другом правые, т. е. обычно взбросовые и сбросовые.

Закономерное расположение элементов смещений по кливажу разлома относительно осевых плоскостей складок обуславливается общим движением вещества из участков сжатия в участки растяжения. Наиболее интенсивный отток материала происходит вдоль осевых плоскостей складок, а на крыльях заметно отставание. Рассматриваемые сме-

щения по кливажу с переменными знаками, связанные с отдельными складками, следует определять как осложняющие дислокации, наложенные на первичные региональные формы движения, для которых характерны односторонние взбросовые направления смещений. Вторичное происхождение этих смещений устанавливается из того, что в отдельно взятых крыльях складок нередко можно видеть как сбросовые перемещения, так и противоположные им взбросовые смещения. Последние,

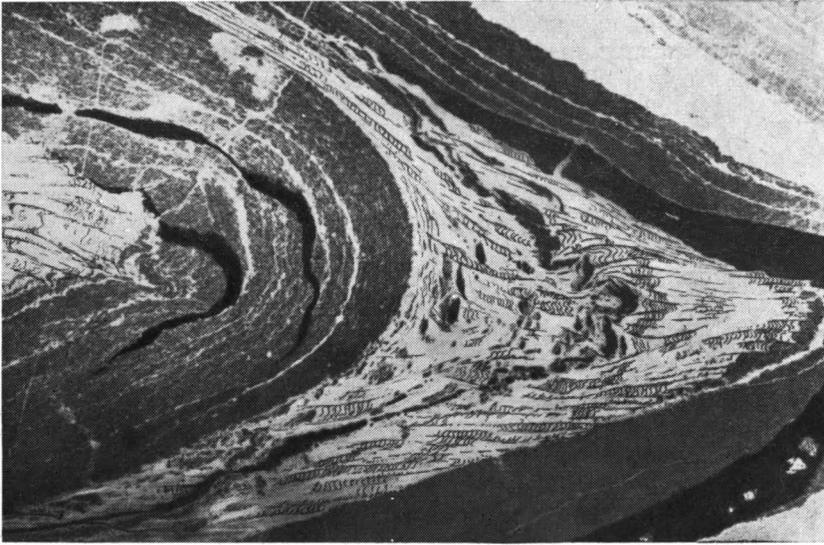


Рис. 2. Микроструктура складки скалывания в федотовской свите (р. Койва, Средний Урал, фото шлифа из образца № 25, увеличено в 4 раза. Негативный снимок). Дорисована структура кливажа в кварцево-хлоритовых прослоях. Темносерое — кварцитовидный песчаник. Черное — кварцевые прожилки

по-видимому, отражают региональную составляющую движения. Переменные направления скольжения микролитонов в отдельных крыльях подобных складок отмечают Ф. Гонзалес-Бонорино (1963), Н. П. Семенов (1946). Эти факты в известной мере подтверждают также вывод о том, что складки скалывания по отношению к кливажу разлома являются вторичными, хотя и развиваются они одновременно с ними.

Наиболее значительное относительное пластическое проскальзывание микролитонов происходит в крыльях складок. За счет этого мощность слоев здесь резко уменьшается — они растягиваются, растаскиваются, испытывают сильный будинаж. К сводам складок в направлении движения вещества вдоль оси *A* поверхности кливажа разлома веерообразно сходятся и микролитоны идут на выклинивание — образуется характерный обратный веерообразный кливаж. Внутри отдельных микролитонов в направлении от широких частей к выклиниваниям степень пластической деформации пород резко возрастает. Если в широких частях видны лишь слабые изгибы слоев или ранней сланцеватости, то в узких частях имеется сложнейшая пloyчатость, полный разворот слоев (сланцеватости) всех зерен вдоль кливажа разлома (рис. 2). За счет указанных деформаций мощность слоев, измеренная нормально к слоистости, особенно в высокопластичных породах, вблизи сводов складок резко возрастает. Геометрия этого явления для веерообразных структур кливажа отдельных складок рассмотрена Э. Клоосом (1958). Увеличение мощности слоя по оси *A* происходит в данном случае благо-

даря соответственному уменьшению размеров микролитонов по оси *C*. Судя по наблюдениям, это сближение соседних трещин вторичное и возникает вследствие разворачивания слоев, ранней сланцеватости, зерен (галеков, обломков, кристаллов) длинными сторонами в направлении основного движения параллельно кливажу.

Как видно из изложенного выше, в складках скальвания значительную роль играют также деформации изгиба и пластического течения, т. е. механизм образования их получается сложный, хотя преобладает типичный для этих деформаций механизм закономерных смещений слоев вдоль оси *A* по поверхностям скальвания (по кливажу).

Весьма примечательной особенностью складок скальвания является обычная асимметрия, внешняя и внутренняя, во взаимоотношениях кливажа осевых плоскостей складок и в расположении их длинных и коротких крыльев. По расположению кливажа относительно осевых плоскостей складок *З. В. Белоусов (1954)* и *И. В. Кириллова (1949)* предложили выделять веерообразный и обратный веерообразный кливаж. Однако эти изменения в ориентировке кливажа рассматриваются лишь в латеральном направлении для выяснения взаимоотношений соседних складок. Следует также проанализировать связь кливажа со складками разных слоев, горизонтов, т. е. по их глубине.

Обычным свойством морфологии поверхностей кливажа разлома является заметное изменение углов их наклона, т. е. в целом эти сместители имеют извилистые формы, а пучки кливажа — линзовидные очертания. При этом оказывается, что такие кливажные линзы закономерно располагаются

относительно элементов отдельных складок. В каждой отдельной кливажной линзе вверх, по направлению сближения поверхностей кливажа, симметрично около ее оси *A* развивается антиклинальная структура (рис. 3), а в нижней части этой линзы около той же оси симметрично к ней — синклиальная структура. Наблюдаемые элементы смещений слоев в каждой из этих структур типичны для складок скальвания: на од-

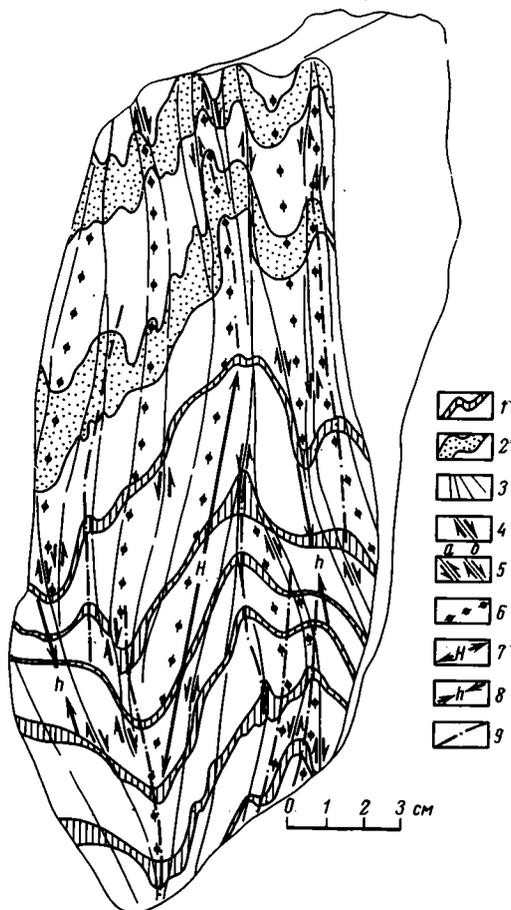


Рис. 3. Структурная схема складок скальвания в кварцево-графитовых сланцах акбикской свиты (р. Сакмара, Южный Урал, образец 624)

1 — кварцево-графитовые прослои; 2 — кварцито-песчаники; 3 — направление системы кливажа. Относительные смещения слоев по трещинам кливажа: 4 — в форме скальвания слоев; 5 — в форме микроскопических заворотов слоистости и сланцеватости (*a* — левые, *b* — правые смещения); 6 — оси *A* кливажных линз; 7 — раздувы мощности по кливажу вдоль оси *A* кливажных линз; 8 — пережмы мощности в этом же направлении между смежными структурными линзами; 9 — ориентировка осевых поверхностей элементарных складок

ном крыле левые, на другом — правые. Таким образом, при прослеживании кливажных поверхностей внутри отдельной линзы в переходе из антиклинальной части в синклиналичную происходит смена правых смещений левыми и наоборот. Средняя часть линзы, в которой видимые смещения отсутствуют, дислоцирована менее всего. Обнаруживается также, что ось A линзы кливажа не совпадает с осевыми плоскостями отдельных складок. Поэтому осевые плоскости складок располагаются кулисно между собой и под острым углом к поверхностям кливажа.

Из приведенных взаимоотношений следует, что симметричное смещение вещества в складке происходит не параллельно ее осевой плоскости, а параллельно оси линзы кливажа. В этом направлении закономерно изменяются мощности слоев. В направлении оси линзы между противоположно направленными изгибами слоев мощности слоев увеличены (H). Наоборот, в местах встречного выклинивания линз кливажа изгибы выпуклыми сторонами направлены навстречу друг другу и мощности тех же слоев (h) резко уменьшены. Суммарно структура складок скальвания в пачке слоев представляется как ритмичное чередование локальных раздувов и пережимов мощностей слоев вдоль осевых плоскостей кливажных линз. Поскольку амплитуда таких складок скальвания (по оси A) образуется в конечном счете вследствие местных сокращений размеров микролитов по оси C , то из этого следует, что движения, происходящие здесь в массе породы, не выходят за пределы взаимосвязанной системы складок. В связи с этим можно сказать, что рассматриваемая складчатость является лишь особой формой местных взаимнокомпенсирующих перемещений вещества и поэтому, независимо от интенсивности складок, не отражает продольного сокращения слоев или переноса вещества параллельно земной поверхности в направлении действия стресса.

Известная концепция, согласно которой вдоль оси A складок скальвания возможно неограниченное поступательное движение массы пород вверх за счет продольного сокращения деформируемого пространства по оси C (Ажгирей, 1956; Войновский-Кригер, 1948; Пэк, 1939; Клоос, 1958; Ситтер, 1960; Fourmarier, 1950), как видно из описанного выше, требует значительного уточнения. Известные факты удлинения галек вдоль оси A иногда в 10—15 раз отражают не общее растяжение пород в одном направлении на всю мощность деформируемой зоны, а только локальное растяжение внутри отдельных линз кливажа. Причем растаскивание, как выше было показано, происходит в одинаковой мере в обе стороны вдоль оси A .

В большинстве исследований приводятся данные о соотношениях кливажа и складчатых структур только для сечения AC и почему-то мало придается значения сечению BC и отношению кливажа к простиранию складок. Рассматривая эту сторону явления для уральских складок скальвания, удалось обнаружить, что их оси имеют устойчивую тенденцию отклоняться вправо от направления кливажа разлома. Такое закономерное кулисное расположение осей складок относительно направления поверхностей, по которым происходят смещения, с позиций теоретической механики может быть объяснено только наличием пары сил, действующей вдоль системы кливажа и обладающей левым сдвиговым моментом. Этот структурный элемент хорошо увязывается данными, свидетельствующими о широком проявлении на Урале левосторонних движений (Кузнецов, 1941; Плюснин, 1962, 1966).

Таким образом, к числу региональных закономерностей кинематики образования систем кливажа разлома на Урале следует отнести существование взбросовой и левосторонней сдвиговой составляющих движения.

ВОЗРАСТ РЕГИОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ КЛИВАЖА РАЗЛОМА НА УРАЛЕ И ОТНОШЕНИЕ ИХ К СКЛАДКАМ ИЗГИБА

Во многих работах, посвященных вопросам структурной геологии, проводится мысль о том, что кливаж разлома является следствием изгибания пластов в складку. Вопрос о взаимоотношении кливажа и складок изгиба большей частью решается исходя из их геометрических соотношений, во многих случаях весьма закономерных. На этой основе построены известные теоретические схемы образования кливажа (Fourmarier, 1950; Ситтер, 1960; Пэк, 1939; Ажгирей, 1956). Однако существуют обширные складчатые зоны, в которых складки не имеют кливажа осевой плоскости. В связи с этим некоторые исследователи (Ажгирей, 1956; Клоос, 1958₂; Ситтер, 1960) предполагают, что кливаж развивается лишь после достижения складками значительной степени сжатия. Но и это объяснение неудовлетворительно, так как аналогичные формы кливажа развиваются в толщах пород со слабой складчатой структурой. В связи с такой постановкой вопроса совершенно справедлива критика в адрес Р. Фурмарье, сделанная М. Рюттенем (Rutten, 1955, 1956), который обратил внимание на то, что сланцеватость моложе основной складчатости и не связана с ней.

Для выяснения возрастных соотношений региональных систем кливажа разлома и складок изгиба основное значение имеют общеуральские структурные и стратиграфические несогласия, связанные с предордовикскими и позднпалеозойскими орогеническими движениями. Превосходными объектами для изучения структурного несогласия между нижним ордовиком (тельпосской свитой) и протерозоем являются обнажения их контактов на р. Улс (вблизи пос. Золотанка) и на водоразделе рек Пеля и Цепел. Здесь хорошо видно, что развитая в палеозойских породах система кливажа разлома продолжается и вниз по разрезу через контакт в протерозойские образования без изменения элементов простиранья и падения. Но в протерозойских породах эта заведомо палеозойская система пересекает другую более раннюю систему кливажа разлома, которая обрывается на контакте с отложениями ордовика. Литологическим контролем этот факт объяснить нельзя, так как с ранней системой связаны типичные складки скалывания, вершины которых срезаны стратиграфическим контактом — подошвой базальных тельпосских конгломератов. Кстати, в гальках этих конгломератов имеются обломки лежащих ниже сланцев, кливажированных до размыва. Устанавливается также большая разница в степени метаморфизма пород, лежащих выше и ниже.

В обнажениях по р. Язьве, расположенных в 25 км к западу от цепельского разреза, виден несогласный контакт верхнеордовикских отложений с породами сылвицкой серии, относящейся к позднему докембрию (Младших, Аблизин, 1967). Кливаж разлома в ордовикских отложениях отсутствует. В породах же сылвицкой серии проявляется только одна система кливажа разлома, обрывающаяся на контакте с ордовиком. С этой системой кливажа также связаны складки скалывания, головы которых срезаны на контакте. Возраст структурного несогласия в этом разрезе тот же, что и на р. Цепел, только стратиграфический интервал его здесь более узкий и приходится в основном на кембрий.

Полоса доордовикских пород, представленных серебрянской и отчасти сылвицкой сериями, с одной системой кливажа разлома прослеживается от р. Язьвы далеко на юг в меридиональном направлении широкой полосой. Всюду в этой полосе некливажированные палеозойские отложения (лудловские слои на р. Кадь, такатинские песчаники среднего девона на реках Косьве, Усьве, Серебрянке, Чусовой) несогласно перекрывают породы сылвицкой серии, которые несут одну систему кли-

важа разлома. Так как на всем протяжении, начиная от р. Язвы на севере до пос. Билимбай на юге (около 400 км), элементы залегания кливажа разлома остаются выдержанными, образуют одну непрерывную структуру, то и возраст этой системы во всех пунктах рассматриваемой полосы следует считать одинаковым — кембрийским (рис. 4).

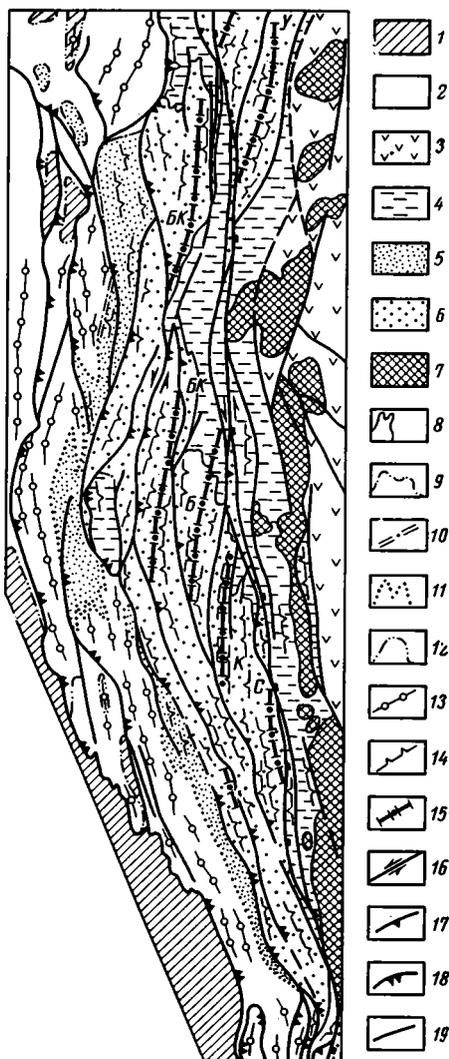


Рис. 4. Тектоническая схема северной части западного склона Среднего Урала

Отложения без проявлений кливажа разлома: 1 — пермской системы; 2 — ордовикско-каменноугольные; 3 — силурийско-девонские. Отложения с одной системой кливажа разлома: 4 — ордовикско-среднедевонские; 5 — верхнепротерозойско-нижнекембрийские (в основном ашинская свита). Отложения с проявлением двух систем кливажа разлома: 6 — верхнепротерозойско-нижнекембрийские. Частично кливажированные породы: 7 — массивы габро-перидотитового пояса. Возраст базальных слоев палеозоя в несогласных контактах с верхнепротерозойско-нижнекембрийскими отложениями: 8 — нижний ордовик (тельпосская свита); 9 — верхний ордовик; 10 — лудлов; 11 — средний девон (такатинская свита); 12 — контакт нижнепермских конгломератов с каменноугольными отложениями. Складчатые структуры: 13 — оси симметричных складок изгиба, не осложненные кливажем разлома; 14 — оси складок с опрокинутыми осевыми плоскостями в соответствии с наклоном плоскостей позднепалеозойского кливажа разлома (выступы на линиях показывают направления падений осевых плоскостей и кливажа); 15 — осевые линии антиклинорий по осям V-образных систем кливажа разлома (БК — Басего-Кваркушского, Б — Бисерского, К — Кырминско-Клытанского, С — Синегорского, У — Урал-Тауского). Разрывные нарушения: 16 — главный северо-западный (Детярский) сдвиг Урала; 17 — шарьяжи и надвиги, сформировавшиеся в среднем и верхнем карбоне; 18 — шарьяжи и надвиги, оформившиеся к концу перми; 19 — сбросо-сдвиги и сбросы позднепермского — раннемезозойского времени

Самая поздняя система кливажа разлома на Урале пересекает все доордовикские отложения и палеозойские породы до нижнепермских включительно. Эту систему кливажа автор наблюдал в естественных разрезах на Южном, Среднем, Северном и Приполярном Урале. Она прослеживается, по материалам съемок, и далее на север до оконечности хребта Пайхой, т. е. в общем по простиранию более 2200 км. На всем этом громадном протяжении позднепалеозойская система кливажа разлома имеет сходные структурные признаки и одинаковое возрастное положение.

Очень важные данные для определения возраста этого кливажа на Полярном Урале приводит в своей диссертации К. Г. Войновский-Кригер. Он пишет: «Любопытный факт. В обломках кремнистых сланцев, составляющих значительную долю вещественного состава пермских пес-

чаников, внутри отдельных обломков радиолярии часто бывают расплюснуты все в одном направлении (в данном обломке), что свидетельствует о том, что в области, которая размывалась в пермское время, средний палеозой (кремнистые сланцы) был уже подвергнут динамометаморфизму».

По данным этого же и других авторов, в пределах Лемвинской зоны прослеживается система регионального кливажа разлома с устойчивым восточным падением на всем протяжении, которая одинаково развита в породах силура, девона и пермо-карбона (кеч-пельской свите).

Подобный же возраст для рассматриваемой системы кливажа устанавливается нами в ряде мест и для южных частей Урала. Так, в районе пос. Михайловского в нижнепермских (артинских) конгломератах найдены гальки палеозойских пород с типичными проявлениями кливажа разлома.

Из изложенного выше следует, что образование систем кливажа разлома совершалось в сравнительно короткие эпохи. Складки же изгиба на Урале формировались в разное время протерозойской и палеозойской истории развития. Об этом свидетельствуют многочисленные видимые местные угловые несогласия между разновозрастными толщами пород. Этот факт, очевидно, свидетельствует о том, что значительная масса складок изгиба по времени не связана с кливажем разлома.

Складки изгиба в наиболее совершенной форме широким поясом развиты вдоль всего западного склона Урала почти с одинаковой интенсивностью как в протерозойском, так и в палеозойском структурных этапах. Системы кливажа разлома (в особенности позднепалеозойская) распространены здесь только в восточной части этого пояса. Следовательно, и в плане позиции зон регионального кливажа разлома и складчатых поясов между собой резко не совпадают.

Общее простираение систем кливажа разлома — большей частью близкое к меридиональному, т. е. почти согласное с направлениями осей складчатых структур. Однако в каждом конкретном случае, как правило, устанавливаются существенные расхождения между кливажем и простираениями складок изгиба. Примером такого расхождения могут служить дислокации в бассейне верхнего течения р. Усьвы, где позднепалеозойская система кливажа разлома простирается по азимуту 50—60°, а складки изгиба, развитые здесь в ордовикско-среднедевонских осадочных образованиях, имеют меридиональное направление.

Таким образом, наблюдения показывают, что кливаж разлома и сопровождающие его складки скалывания всегда наложены на складки изгиба и поэтому генетически с ними никак не связаны. Кливаж разлома представляет собой самостоятельный вид региональных деформаций горных пород, которые, как описано уже автором (Плюснин, 1967), связаны с возникновением и развитием антиклинорий и синклинорий орогенного этапа в геологической истории Урала. Характерно, что вдоль осевых поверхностей орогенных антиклинорий прослеживается V-образная форма сочленения зон кливажа разлома (рис. 5), которые падают навстречу одна другой (на запад и на восток) и образуются одновременно. Устанавливаемая в этих V-образных структурах кинематика перемещения пород вдоль поверхностей кливажа соответствует типичной схеме смещений в классическом эллипсоиде деформации. Поэтому поднятие антиклинорий и соответствующих им хребтов можно рассматривать как формирование одного (верхнего) квадранта растяжения или удлинения эллипсоида (в сечении AC). Противоположный (нижний) квадрант удлинения, направленный внутрь земли, представлен в современных горных системах в виде корней гор — прогибов подошвы земной коры в верхней мантии. Кливаж разлома является принадлежностью верхней части этого гигантского эллипсоида деформации, где одновременно развивается упругая и пластическая (упруго-

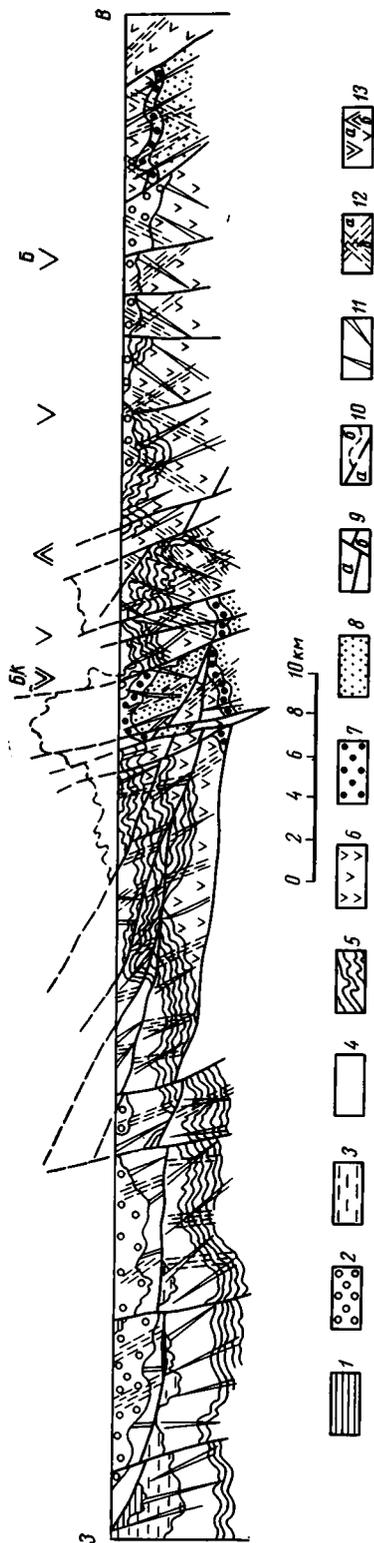


Рис. 5. Системы веерообразного кливажа в широтном профиле вдоль долины р. Уссы

Палеозойские образования: 1 — среднедевонские; 2 — ордовикско-силурийские. Верхнепротерозойские образования: 3 — сylvинская серия; 4 — серебрянская серия; 5 — устьянская и фелотовская свиты; 6 — шегровитская и колпакская свиты; 7 — ослянская свита; 8 — синегорская свита; 9 — разрывные нарушения; а — надвижки и шарьжи; б — сбросы; 10 — воздушные трассы контактов; а — тектонических; б — подшвы серебрянской серии. Системы кливажа разлома: 11 — кембрийского возраста, 12 — позднепалеозойского возраста; а — восточный кливаж (ранний); б — западный кливаж (поздний); 13 — V-образные и Δ-образные формы стыков систем кливажа разлома; а — кембрийского, б — позднепалеозойского. Антиклинории: БК — Басето-Кваркушский; В — Бисерский

вязкая) деформация. С глубиной же в обстановке высоких температур и давления проявляется лишь пластическое течение вещества, формы которого пока не известны. Следует думать, что кливаж разлома в этих условиях не образуется. Поэтому рассматриваемый эллипсоид деформации со всеми характерными ему чертами, в том числе и кливажем разлома, представлен только с одной стороны, которую мы наблюдаем.

В целом стадия образования гор и корней гор на основе анализа главнейших признаков ее структурных деформаций представляется как процесс общего упруго-вязкого расплющивания крупной призмы земной коры под воздействием тангенциального сжатия при условии общего левостороннего движения блоков.

Изучение соотношений позднепалеозойского кливажа разлома смежных антиклинорий в разделяющих синклинальных зонах, где находится Δ-образная форма пересечения кливажа, показало, что западный кливаж всегда наложен на восточный и представляет собой более позднюю генерацию этой системы. С ним связаны складки скальвания, по которым передислоцированы элементы структурных деформаций восточного кливажа разлома. На Среднем Урале такие соотношения видны в трех расположенных одна за другой Δ-образных структурах кливажа. Такие же наблюдения в

последовательности развития структур позднепалеозойского кливажа разлома автор получил по Приполярному Уралу (Ляпинский антиклинорий) и Южному Уралу (Тирлянская синклиналь). Все это позволяет заключить, что антиклинории и сопровождающие их системы веерообразного кливажа развивались на позднепалеозойском орогенном этапе истории Урала не вполне одновременно. Каждый западный антиклинорий последовательно присоединялся к более раннему по развитию восточному антиклинорию. Одновременно с этим наращивался и разрастался общий корень гор, который на Урале в настоящее время, как и сами горы, в значительной мере уже сnivelирован.

Антиклинории с веерообразными системами регионального кливажа и веерообразно расположенной на их крыльях складчатостью являются типичными образованиями орогенных складчатых систем, что позволяет выделить их в самостоятельный генетический тип глубинных тектонических структур. По-видимому, их следует назвать ороантиклиналями в противовес равным им по значению оросинклиналям, выделенным А. Кобером.

Изучение систем кливажа разлома бесспорно имеет большое практическое значение при анализе структур рудных полей и при геологосъемочных работах с целью установления деталей строения тектонических форм, для выяснения взаимоотношений складчатых и разрывных нарушений, а также для определения относительного возраста тектонических структур и даже горных пород.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1956.
- Белевцев Я. Н., Тохтуев Т. В. Типы кливажа и его классификация. Сов. геология, № 2, 1966.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Войновский - Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклиальной складчатости. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 23 (6), 1948.
- Войновский - Кригер К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1966.
- Гонзалес-Боноринно Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости. Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгресса, вып. II. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклинория). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38 (4), 1963.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133), Изд-во АН СССР, 1949.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Клоос Э. Линейность. В кн. «Вопросы структурной геологии», Изд-во иностр. лит., 1958₁.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор Мэриленд. В кн. «Вопросы структурной геологии», Изд-во иностр. лит., 1958₂.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1941.
- Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1967.
- Михайлов Е. А. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Атасуйского района (западная часть, Центральный Казахстан). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1957.
- Михайлов Е. А. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. Докл. сов. геол. на XXII сесс. Междунар. геол. конгресса. Сб. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Нилл Дж. Классификация кливажа на примере района Крейгшиш (Шотландское нагорье). Тр. XXI сесс. Междунар. геол. конгресса, вып. I, Изд-во иностр. лит., 1963.
- Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. Докл. АН СССР, т. 143, № 5, 1962.
- Плюснин К. П. О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала. Докл. АН СССР, т. 155, № 6, 1964.
- Плюснин К. П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала. Геотектоника, № 4, 1966.

- Плюснин К. П. О веерообразных структурах систем регионального кливажа разлома на Урале. Докл. АН СССР, т. 177, № 3, 1967.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
- Семеновко Н. П. Трещинные структуры в горных породах Кривого Рога. Структура рудных полей Криворожских рудных месторождений. Изд-во АН СССР, Киев, 1946.
- Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, 1952.
- Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгресса, т. 1. Изд-во АН СССР, 1959.
- Цимбаревич П. М. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.
- Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. Quart J., v. CIV, p. 4, 1949.
- Fourmarier P. Principes de Geologie, t. I, Paris, 1950.
- Fourmarier P. Schistosite et Grande tectonique. Ann. Soc. geol. Belgique, t. 76, No. 8, 1953.
- Fourmarier P. Schistosite at forme des plis. Ann. Soc. géol. Belgique, t. 89, mai, 1956.
- Fourmarier P., Delmer A. et Graulich J. M. Local Schistosite dans le Hauiller de la Campaine Bull. Soc. Geol. Belgique, t. 81, n. 3—4—5, 1958.
- Hoerpener R. Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung Geol. Rundschau, v. 45, No. 2, 1956.
- Rutten M. G. Schistosity in the Rhenic Massif and the Ardennes. Geol. en Mijnbouw, v. 17, No. 4, 1955.
- Rutten M. G. Note on Schistosity. Geol. en Mijnbouw, v. 18, No. 2, 1956.
- Schroeder E. Schiefergebirgstektonik and Crundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen) Geol., h. 3—6, 1958.
- Sitter L. U. Boudins and Parasitic folds. Geol. en Mijnbouw n. serie, v. 8, 1958.
- White W. S. a. Jons R. H. Structure of central and east-central Vermont. (United States Geological Servey.) J. Geol., v. 58, n. 3, 1950.

Уральское территориальное
геологическое управление
Свердловск

Статья поступила
18 марта 1968 г.

УДК 550.3(234.85)

Г. Я. ДЕМЕНТЬЕВ

**ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА МАГНИТОГОРСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ****(ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

Для изучения глубинной структуры Магнитогорского синклинория использована аномалия силы тяжести за вычетом гравитационного влияния палеозойского геосинклинального комплекса. Установлено, что геосинклинальное основание в погружении имеет неоднородное строение и разбито на блоки. Выявлены элементы тектонического строения, общие для палеозойской эвгеосинклинали и области ее западного обрамления.

Магнитогорский синклинорий сложен породами, сформировавшимися в области палеозойской эвгеосинклинали. Решение проблем эндогенной металлогении, этой важнейшей металлогенической зоны Урала, наталкивается на необходимость изучения глубинной структуры. Ведущая роль при таком изучении принадлежит геофизическим методам исследований, в особенности гравиметрии. Но в Магнитогорском синклинории интерпретация геофизических данных встречала значительные затруднения из-за интенсивного влияния палеозойского геосинклинального комплекса на характер физических полей. В связи с определением мощности палеозойского геосинклинального комплекса (Дементьев, 1966₁) возможности геофизических методов при изучении глубинного строения Магнитогорского синклинория существенно увеличиваются.

После определения мощности палеозойского геосинклинального комплекса было вычислено его гравитационное влияние, которое затем вычиталось из аномалии силы тяжести, наблюдаемой над Магнитогорским синклинорием. В итоге была получена остаточная аномалия, отражающая гравитационное влияние масс, слагающих основание палеозойской геосинклинали. Анализ остаточной аномалии явился основой при изучении глубинной структуры Магнитогорского синклинория.

В области, обрамляющей Магнитогорский синклинорий с запада и включающей участки антиклинория Уралтау и Башкирского поднятия, широким развитием пользуются рифейские образования (Олли, Романов, 1959). Изменения остаточной аномалии на всем протяжении Магнитогорского синклинория повторяют основные особенности гравитационного поля над областью его западного обрамления. На двух участках установлено совпадение значений гравитационной аномалии над геосинклинальным основанием и областью западного обрамления. Один из таких участков расположен в районе Учалов (Учалинский участок), а второй — к югу от Сибая (Южно-Сибайский участок). В процессе интерпретации наблюдаемой аномалии силы тяжести (Дементьев, 1966₂) выяснено, что на Учалинском и Южно-Сибайском участках избыточная плотность геосинклинального основания меньше избыточной плотности палеозойского геосинклинального комплекса (избыток плотности рассматривается по отношению к области западного обрамления). Из единства величины гравитационной аномалии и указанного

соотношения избыточных плотностей следует, что в районе Учальс в строении сравниваемых участков геосинклинального основания Магнитогорского синклиория и области его западного обрамления не имеется каких-либо существенных различий. Это означает, что в

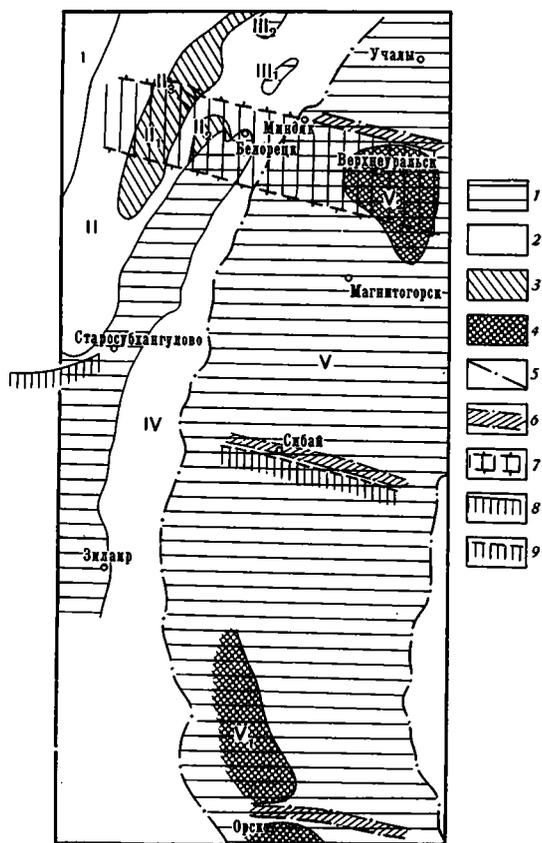


Схема некоторых элементов тектоники Южного Урала (западный склон Урала — по А. И. Олли и В. А. Романову, 1959)

1 — породы, сформировавшиеся в палеозойский этап развития; 2 — породы рифейского возраста; 3 — выступы древних пород; 4 — выступы древних пород (по геофизическим данным); 5 — разломы (по геологическим данным); 6 — разломы — границы блоков геосинклинального основания (по геофизическим данным); 7 — древнее субширотное поднятие; 8 — ступенеобразное погружение по подошве палеозоя (по геологическим данным); 9 — то же по геофизическим данным.

I — краевая зона линейной складчатости; II — Башкирское поднятие; II₁ — Ямантауский антиклинорий; II₂ — Малиногорская антиклиналь; II₃ — Малоинзерский разлом; III — Зилаирский синклиорий; III₁ — Тирлянская синклиналь; III₂ — Юрюзанская синклиналь; IV — антиклинорий Уралтау; V — Магнитогорский синклиорий; V₁ — Орский выступ древних пород; V₂ — Верхнеуральский выступ древних пород

Это указывает на приближение к поверхности более тяжелых пород, которые оказываются приподнятыми и по сравнению с их положением на смежной территории области западного обрамления. Слой относительно легких пород, которые подстилали палеозойский комплекс на Южно-Сибайском участке, в районе Орска отсутствуют, и здесь на поверхность геосинклинального основания выступают более тяжелые и, по-видимому, более древние породы (рисунок). Не исключено, что этот выступ более древних пород сопровождается изменением фациального

пределах Учалинского участка под палеозойским геосинклинальным комплексом залегают слои относительно легких пород. По результатам интерпретации породы, подстилающие палеозойские отложения, здесь имеют плотность, совпадающую с плотностью рифейских образований в области западного обрамления. Эти же выводы справедливы и для Южно-Сибайского участка. И здесь строение геосинклинального основания существенно не отличается от строения смежной территории области западного обрамления, и на поверхность геосинклинального основания также выходят относительно легкие породы.

От Южно-Сибайского участка в направлении к северу и югу отмечается постепенное возрастание остаточной аномалии, причем это возрастание происходит более интенсивно, чем подобное изменение в области западного обрамления. В районе Орска наблюдается максимум остаточной аномалии, значительно превышающий поле над западной областью. Здесь же по результатам интерпретации наблюдаемой аномалии силы тяжести (Дементьев, 1966₂) избыточная плотность пород геосинклинального основания уже превышает избыточную плотность палеозойского комплекса.

состава образований и увеличением степени их метаморфизма. Примером подобных превращений, наблюдаемых на участке подъема древних пород, является максютовский комплекс (верхний протерозой — по А. И. Олли и В. А. Романову, 1959). Территориально выходы максютовского комплекса прослеживаются в структуре Уралтау. Вдоль западной границы рассматриваемой части Магнитогорского синклиналия в пределах максютовского комплекса на поверхность выступают породы с наибольшей плотностью, представленные гранато-глаукофановыми сланцами с пластообразными и жилообразными телами эклогитов.

Из анализа остаточной гравитационной аномалии вытекает различие в составе образований, подстилающих палеозойский комплекс в районе Учалов и в районе Орска. Существование такого различия подтверждается результатами сейсмических исследований. Вдоль сейсмического профиля, расположенного на Учалинском участке, зафиксировано большое количество отражений в пределах значительного интервала глубин ниже подошвы палеозойских отложений. На сейсмическом профиле в пределах Орского участка отражения ниже подошвы палеозоя практически полностью отсутствуют (Дементьев, 1966₁). Высказанные предположения о возможном составе геосинклинального основания в районах Учалов и Орска вполне объясняют наблюдаемое различие в сейсмических разрезах.

Помимо района Орска максимум остаточной аномалии и такое же соотношение плотностей палеозойского комплекса и геосинклинального основания наблюдаются в районе Верхнеуральска. И здесь слои относительно легких пород в геосинклинальном основании выклиниваются, а палеозойский комплекс, как и в районе Орска, подстилается древними породами. Судя по характеру субширотной гравитационной ступени, отчетливо выраженной на карте остаточной аномалии, Верхнеуральский выступ с севера ограничен сбросом (рисунок).

По результатам анализа остаточной аномалии силы тяжести, подтверждаемым и данными сейсморазведки, становится очевидной неоднородность строения геосинклинального основания; внутри него могут быть выделены два комплекса — верхний и нижний. Под верхним комплексом геосинклинального основания подразумеваются относительно легкие образования, которые предположительно отождествляются с рифейскими отложениями Уралтау и Башкирского поднятия. Верхний комплекс подстилается породами с большей плотностью и, по-видимому, более древнего возраста, которые относятся к нижнему комплексу геосинклинального основания. Палеозойские отложения подстилаются породами верхнего комплекса в пределах Учалинского участка и в районе Сибая. Здесь, на Южно-Сибайском участке мощность верхнего комплекса увеличена, но постепенно уменьшается в направлении к Верхнеуральску и Орску. В пределах Верхнеуральского и Орского участков отложения верхнего комплекса выклиниваются и на поверхность геосинклинального основания выступают породы нижнего комплекса. Такое соотношение условий залегания комплексов геосинклинального основания позволяет рассматривать Орский и Верхнеуральский выступы как древние (вероятно, дорифейские). Из сопоставления со схемой мощностей палеозойского геосинклинального комплекса (Дементьев, 1966₁) видно, что над этими выступами, особенно Верхнеуральским, уменьшена и мощность палеозойских отложений.

По совокупности данных, характеризующих изменение мощности палеозойского геосинклинального комплекса (Дементьев, 1966₁) и поведение более тяжелых глубинных масс, отчетливо вырисовывается блоковое строение геосинклинального основания в Магнитогорском синклиналии. Для блока к югу от Сибая, судя по максимальным значениям мощности палеозойских отложений, характерно наибольшее погружение и наклон поверхности геосинклинального основания к северу и востоку. Из анализа остаточной аномалии следует, что глубинные, более

тяжелые массы, составляющие нижний комплекс геосинклинального основания, в этом блоке погружаются в тех же направлениях. На поверхность геосинклинального основания породы, входящие в состав нижнего комплекса, выходят в районе Орска (см. рисунок). В блоке к северу от Сибая поверхность геосинклинального основания занимает более приподнятое положение и наклонена в южном и западном направлениях. Породы нижнего комплекса в этом блоке погружаются к югу и западу, а на поверхность геосинклинального основания выступают у северной границы блока (Верхнеуральский выступ).

Положение границ блоков с севера и юга устанавливается по расположению участков с резким изменением мощности палеозойского геосинклинального комплекса (Дементьев, 1966₁) и участков с резким изменением залегания нижнего комплекса геосинклинального основания. Отчетливо выраженное неодинаковое погружение блоков в палеозое указывает на то, что границы, разделяющие эти блоки, следует рассматривать как разломы. Положение границ блоков, одна из которых находится на широте пос. Миндяк, другая — на широте Сибая, а третья — в районе Орска, показано на рисунке. В плане положение границ блоков геосинклинального основания вполне удовлетворительно коррелируется с положением субширотных зон глубинных разломов на западном склоне Урала. Эти зоны разломов выделены по геофизическим данным и являются границами блоков и в районах восточного края Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала (Ярош, 1967).

В свете полученных данных Магнитогорский синклинорий представляется неоднородным. Отдельные его блоки испытали большее опускание; величина опускания других была меньшей; в результате мощность палеозойских отложений, заполняющих синклинорий, оказалась неодинаковой. Неравномерность движения существовала не только между блоками. В пределах каждого отдельно взятого блока его поверхность в области древних выступов (Верхнеуральский и Орский участки) оставалась наиболее приподнятой, вследствие чего здесь отмечаются наименьшие мощности палеозойских отложений (Дементьев, 1966₁). Это дает основание рассматривать древние (возможно, дорифейские) выступы как долгоживущие и констатировать, что движения блоков в период палеозойского геосинклинального развития в определенной мере отражали черты древнего тектонического строения.

Распределение силы тяжести (остаточные аномалии) свидетельствует о неоднородности строения земной коры в области Магнитогорского синклинория. В зонах древних выступов (Верхнеуральский и Орский участки), сопровождаемых интенсивным увеличением силы тяжести, можно предполагать наличие подъямов «базальтового» слоя и, возможно, поверхности Мохоровичича. На остальной же, большей части территории Магнитогорского синклинория, величина остаточной аномалии приближается или даже совпадает со значениями гравитационной аномалии над областью западного обрамления. На этом основании для большей части Магнитогорского синклинория глубины залегания основных границ раздела земной коры следует считать близкими к глубинам их залегания в области западного обрамления.

Сопоставление, пусть даже в общих чертах, особенностей тектонического развития Магнитогорского синклинория и его западного обрамления представляет несомненный интерес.

Результаты геофизических исследований позволяют выделить в Магнитогорском синклинории два этапа развития: палеозойский и допалеозойский. Палеозойский этап развития в синклинории охватывает период формирования палеозойского комплекса. В области западного обрамления палеозойскому этапу соответствует период образования кембрий-нижнедевонского и среднедевонско-среднекаменноугольного структурных ярусов, выделенных на карте А. И. Олли и В. А. Романова (1959).

Допалеозойский этап развития в Магнитогорском синклинии отвечает периоду формирования отложений геосинклинального основания. В области западного обрамления на карте А. И. Олли и В. А. Романова (1959) допалеозойский этап может быть сопоставлен лишь с периодом развития, соответствующим образованию рифейского и верхнепротерозойского структурных ярусов. Геологические данные о более древних ярусах для этой территории отсутствуют.

Крупной положительной структурой западного склона Южного Урала является Ямантауский антиклинорий. В его строении существенное значение имеет группа субширотно ориентированных разломов. Наиболее крупный из них — Малоинзерский (см. рисунок). А. И. Олли и В. А. Романов писали: «...что верхнепротерозойские образования были интенсивно дислоцированы, разорваны рядом широтных разломов и глубоко размыты еще до образования рифейского структурного яруса» (1959, стр. 32). Малоинзерский разлом рассматривается как наиболее долгоживущий из группы субширотных разломов. Этот разлом рассекает Ямантауский антиклинорий на две части, при этом северная его часть в структурном отношении является более погруженной. Южная часть антиклинория вблизи Малоинзерского разлома приподнята, но далее к югу шарнир антиклинория погружается. К востоку от приподнятого участка Ямантауского антиклинория примерно на той же широте на карте А. И. Олли и В. А. Романова отмечен еще один выход древних образований, слагающих ядро Малиногорской антиклинали. Ее северная граница приближается к широте Малоинзерского разлома. Сопоставляя в плане положение приподнятого участка Ямантауского антиклинория, Малиногорской антиклинали в пределах западного склона Урала и Верхнеуральского выступа в Магнитогорском синклинии, можно убедиться, что все эти структурные элементы располагаются в пределах общей субширотной полосы.

Представление о форме Верхнеуральского выступа, вытекающее из результатов интерпретации остаточной аномалии силы тяжести, в поперечном сечении в общих чертах совпадает с морфологией приподнятой части Ямантауского антиклинория. Предполагаемый разлом, ограничивающий с севера Верхнеуральский выступ, по характеру перемещений масс горных пород вполне коррелируется с Малоинзерским разломом Ямантауского антиклинория, являясь как бы его восточным продолжением. Все это дает основание предполагать, что указанные выше структурные элементы являются выражением единого древнего дорифейского субширотного поднятия, общего для современного западного и восточного склонов Урала. Это предположение о единстве структуры в свою очередь позволяет в определенной мере дополнительно уточнить возраст поднятия на Верхнеуральском участке Магнитогорской структуры, проведя аналогию со временем проявления субширотных дислокаций Ямантауского антиклинория. Характер допалеозойских дислокаций, описываемых А. И. Олли и В. А. Романовым, позволяет предполагать, что в зонах погружений мощность рифейского структурного яруса увеличивается к югу от Белорецка, т. е. к югу от субширотного поднятия, пересекающего западный и восточный склоны Урала. По геофизическим данным, подобное же изменение мощности намечается для верхнего комплекса геосинклинального основания в Магнитогорском синклинии. Таким образом, обнаруживается сходство некоторых особенностей тектонического развития геосинклинального основания и области его западного обрамления. Эти элементы сходства следует рассматривать, по-видимому, как сохранившиеся фрагменты общего плана развития указанных территорий в допалеозойское время.

Отложения палеозойского этапа развития слагают на западном склоне Урала обширный Зилаирский синклиний. По описанию А. И. Олли и В. А. Романова, приближаясь с юга к Белорецку, эта струк-

тура прерывается и далее к северу намечается Тирлянкой и Юрюзанской синклиналиями. Палеозойские отложения прерываются как раз в зоне древнего субширотного поднятия. В Магнитогорском регионе в зоне этого поднятия (Верхнеуральский участок) мощность палеозойского геосинклинального комплекса также резко сокращена. Следовательно, в области западного склона Урала, как и на востоке, рассматриваемое субширотное поднятие сохраняло свое значение как участок, наименее подверженный погружению. Для западного склона Урала одним из существенных структурных элементов, возникших в палеозойский этап развития, А. И. Олли и В. А. Романов считают широтную тектоническую ступень (см. рисунок). Эта ступень прослеживается через весь западный склон Урала (вдоль широтного течения р. Белой). Образование этой ступени упомянутые исследователи относят к началу общего опускания в ордовике. Образовавшаяся широтная тектоническая ступень разделила область западного склона Урала на северную и южную части. При этом южная часть испытала большее погружение по сравнению с северной (Олли и Романов, 1959). Но аналогичная картина по геофизическим данным выявлена и в Магнитогорском синклинории. Блок геосинклинального основания к югу от Сибая оказался погруженным на большую глубину, чем блок северный. В результате в районе Сибая отмечается резкое ступенеобразное увеличение мощности палеозойского геосинклинального комплекса к югу (Дементьев, 1966). По положению в плане рассматриваемые структурные элементы в области западного склона и в Магнитогорском синклинории вполне сопоставимы. Сходство тектонических деформаций и близость пространственного расположения дают основание рассматриваемые структурные элементы объединить в единое целое. Таким образом, тектоническая ступень, прослеживаемая А. И. Олли и В. А. Романовым через весь западный склон Урала по результатам интерпретации гравитационной аномалии, может быть продолжена на восток, в область Магнитогорского синклинория. Проведенное сопоставление показывает, что и для палеозойского этапа также имеется сходство некоторых черт тектонического развития западного и восточного склонов Урала. Но в Магнитогорском синклинории эти черты как бы многократно усилены и выражены значительно резче, чем это наблюдается на западном склоне Урала.

По результатам интерпретации аномалии силы тяжести основные элементы глубинного строения Магнитогорского синклинория сводятся к следующему. Палеозойские отложения подстилаются относительно легкими породами, слагающими верхний комплекс геосинклинального основания. В отдельных участках синклинория (районы Верхнеуральска и Орска) на поверхность геосинклинального основания выступают более древние породы, входящие в состав нижнего комплекса основания. Эти древние выступы и в палеозое являлись областями наименьшего опускания.

Результаты проведенного анализа гравитационного поля указывают на сходство глубинного строения участков геосинклинального основания и смежных территорий западного склона. Отсюда следует, что, по гравитационным данным, не исключается наличие в глубинной структуре Магнитогорского синклинория поверхности, являющейся аналогом поверхности кристаллического фундамента платформ. Возможно, что такой поверхностью является граница, разделяющая верхний и нижний комплексы геосинклинального основания.

В современной структуре Магнитогорского синклинория и области его западного обрамления сохранились элементы сходства тектонического развития, имевшегося в допалеозойский и палеозойский этапы. К числу таких элементов относятся структурные формы, общие для области Магнитогорского синклинория и западного склона. Причем в области синклинория эти структурные формы выражены более резко.

Установлено блоковое строение геосинклинального основания и Магнитогорского синклинория в целом. Возникновения блоков следует рассматривать как отражение древних субширотных структур, охватывающих, помимо восточного склона Урала, его западный склон, Предуральский прогиб и восточный край Восточно-Европейской платформы. В поперечном сечении строение блоков синклинория асимметричное, что выражается в моноклиналильном падении всех основных границ внутри блока; в разных блоках направление наклона границ разное.

По характеру гравитационных аномалий нет оснований предполагать существование значительных различий в глубинах залегания границ раздела в земной коре для большей части Магнитогорского синклинория и области его западного обрамления. Такие различия в виде воздыманий глубинных границ в Магнитогорском синклинории локализованы; наиболее крупные из них сопровождаются древними выступами (Верхнеуральский и Орский участки). Совокупность полученных материалов позволяет прийти к выводу, что в целом для области палеозойской «геосинклинали на восточном склоне Южного Урала характерно строение земной коры, близкое к строению области ее западного обрамления.

Литература

- Дементьев Г. Я. Мощность палеозойского геосинклинального комплекса в Магнитогорском синклинории по геофизическим данным. Геотектоника, № 3, 1966₁.
- Дементьев Г. Я. Методика интерпретации периодических гравитационных аномалий на примере Магнитогорского мегасинклинория. Сб. «Разведочная геофизика», Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 47, 1966₂.
- Оли А. И., Романов В. А. Тектоническая карта Башкирии. Горно-геол. ин-т, Баш. фил. АН СССР, Уфа, 1959.
- Ярош А. Я. Перикратонные опускания востока Русской платформы (по данным геофизических исследований). Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 2, 1967.

Свердловский горный институт

Статья поступила
30 января 1967 г.

УДК 551.243(575.4)

Г. И. АМУРСКИЙ, Л. В. КОСАРЕВ, В. Н. СЕМОВ

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ТУАРКЫРА

Туаркырская мегантиклиналь — наиболее подвижный участок Туаркыр-Капланкырской группы складок запада Средней Азии. Юго-западному крылу соответствует односторонний грабен фундамента, сложенный преимущественно пермским и триасовым складчатым комплексом пород, а северо-восточному — горст. Основным продольным нарушением является Осевой разлом (сбросо-сдвиг) амплитудой 2—3 км. По юго-западному крылу выделяется серия диагональных нарушений. Ядерная часть Туаркыра и его погребенные периклинальные продолжения разбиты несколькими поперечными разломами — сбросо-сдвигами, разделяющими фундамент на ряд блоков. Анализ складчато-разрывной структуры Туаркыра свидетельствует о значительной роли в его формировании сил сжатия. Туаркыр — один из характерных представителей вполне самостоятельной «авлакогенной» группы крупных тектонических структур, образованных в зонах протяженных глубинных разломов.

Туаркырская мегантиклиналь является западным звеном Туаркыр-Капланкырской группы структур, представляющей собой подвижный участок земной коры между крупными Карабогазскими и Центрально-Каракумским сводовыми поднятиями Туркменской антеклизы (рис. 1).

Существенная и, пожалуй, определяющая роль в строении этого сложнейшего района Туркмении принадлежит разломам, их зонам и системам. В настоящей статье делается попытка систематизации и обобщения накопившегося материала по этому вопросу. Анализ гравиманнитных данных и материалов глубинного сейсмического зондирования позволяет уверенно говорить о разломном сочленении рассматриваемой зоны дислокаций с прилежащими тектоническими элементами. Более того, заложение и развитие Туаркыр-Капланкырской группы структур и Туаркыра, в частности, тесно связано с положением и жизнью Западно-Туаркырского глубинного разлома, рассекающего земную кору и уходящего корнями в верхнюю мантию. Существование этого разлома доказано данным ГСЗ. Трассируется он по линейной цепочке интенсивных максимумов магнитной напряженности и является юго-западным ограничением Туаркыр-Капланкырской группы структур.

В районе бессточной впадины Карашор также выделяется полоса максимумов магнитной напряженности. Она связана с зонами гравитационных градиентов и может интерпретироваться как зона разломов, ограничивающая всю группу складок с северо-восточной стороны (Амурский, Борисов, Жукоборский, 1964; Амурский, Борисов, 1964).

Северная граница Туаркыр-Капланкырской группы структур условно проводится по широкой гравитационной ступени, прослеживающейся от южных окраин бессточных впадин Каунды и Басгурлы на Мангышлаке в юго-восточном, близком к широтному направлению, южнее впадин Ассак-Ауден и Сарыкамыш.

Для всего этого района характерно наличие двух линейных зон вытянутых максимумов силы тяжести — Туаркырского и Карашорского (Капланкырского), разделенных Учтаганским минимумом. Они состоят

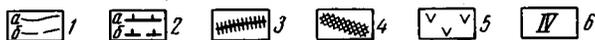
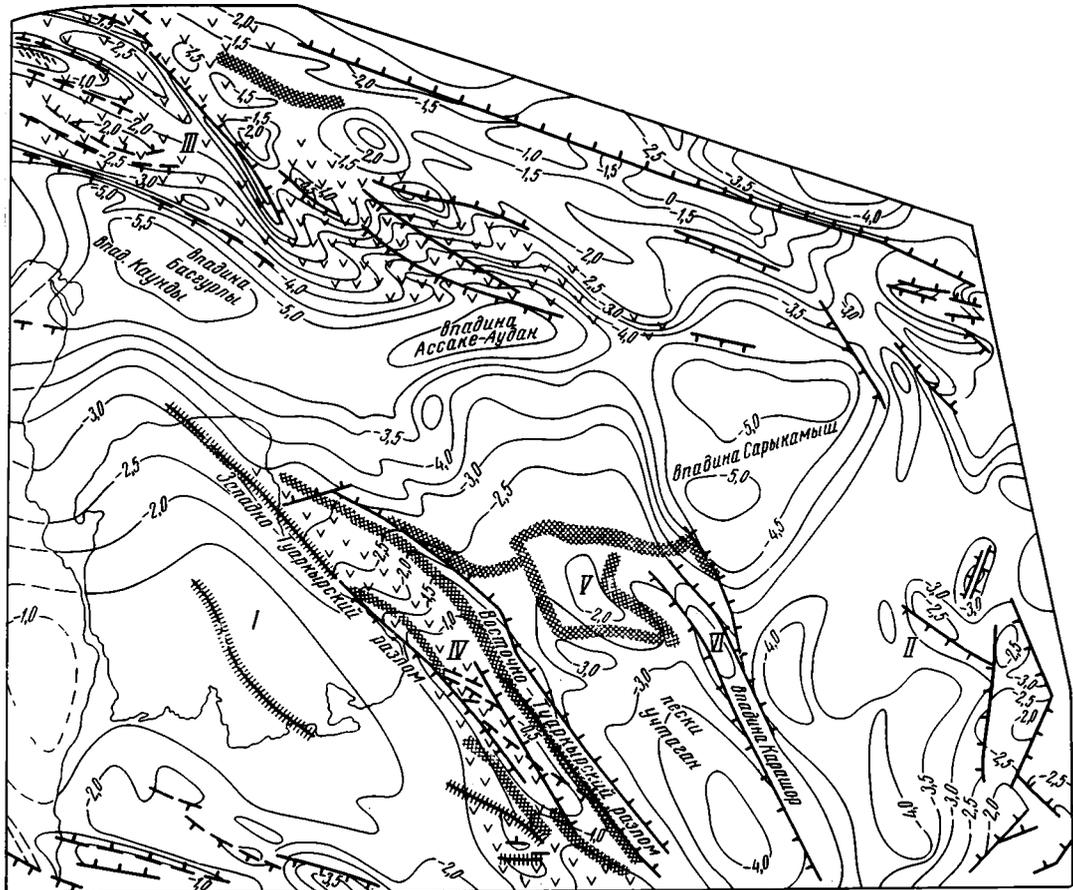


Рис. 1. Обзорная карта

1 — изогипсы доюрской поверхности: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — разломы в фундаменте: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — разломы, прослеживаемые по максимумам магнитной напряженности поля; 4 — резкие гравитационные ступени (вероятные разломы в фундаменте); 5 — площади развития складчатого комплекса пермо-триасовых пород; 6 — главные структуры района: I — Карабогазское сводовое поднятие, II — Центрально-Каракумское сводовое поднятие, III — Мангышлакская система дислокаций, IV — Туаркырский мегантиклинорий, V — Кумсебшенское поднятие, VI — Карашорская антиклиналь

из четкообразно расположенных интенсивных положительных аномалий, зачастую ограниченных едиными градиентными участками. Природа этих аномалий обусловлена их приуроченностью к глубинным разломам, по которым внедрены интрузивные тела вытянутой формы (Арест, Мильштейн, 1964).

В Туаркыр-Капланкырскую группу структур входят различные по генезису крупные поднятия. С запада на восток выделяются Туаркырская мегантиклиналь, Кумсебшенское поднятие и Гокленкуюсинская (Карашорская) антиклиналь. Данные КМПВ, полученные в 1961 г. А. А. Головановым и И. П. Мирошниченко, свидетельствуют о том, что в ядрах двух последних складок мезозойские отложения налегают на допермские. Вполне возможно, что Кумсебшенское и Карашорское поднятия сформировались над линейным выступом (типа горста) допермских пород. Туаркырская мегантиклиналь является наиболее подвижным участком Туаркыр-Капланкырской группы структур и представляет собой в современном структурном плане по поверхности складчато-мета-

морфического фундамента узкую (до 30 км) межразломную линейную зону. Юго-западному крылу мегантиклинали соответствует односторонний грабен или ступень, сложенная преимущественно пермским и триасовым складчатым комплексом пород, а северо-восточному крылу — удлиненный горст, где породы этого комплекса имеют незначительную мощность, либо вообще отсутствуют. В осадочном чехле Туаркыр является протяженной и широкой мегантиклиналью коробчатого строения с ярко выраженной асимметрией крыльев. Юго-западное крыло в юрских отложениях имеет угол падения от 10—15 до 35—46°, а у колодца Яглы пласты даже поставлены на голову. Северо-восточное крыло более пологое и имеет максимальные углы до 15°.

Простираение и линейность Туаркырской мегантиклинали обусловлены продольным положением и направлением разломов, ограничивающих горст и грабен в фундаменте. Эти разломы в осадочном чехле четко отражаются Яглинской, Друнгринской, Бегендзалинской флексурами того же простираения (рис. 2). Осадочный чехол Туаркырской мегантиклинали довольно интенсивно рассечен разрывами, имеющими характер сбросов, реже сбросо-сдвигов и взбросов. Большая часть разрывных нарушений отмечается в юрских отложениях. Реже они встречаются в меловых и более молодых отложениях.

Юго-восточную периклинали Туаркырской мегантиклинали осложняют Бейнеусская брахиантиклиналь и Геокдеринская антиклинальная зона. Осевая линия Геокдеринской антиклинальной зоны плавно следует изгибам оси Туаркырской мегантиклинали и на юге приобретает субширотное простираение. Геокдеринская антиклинальная зона асимметрична: юго-западное крыло имеет наклон около 10—12°, а северо-восточное 2—5° и включает трехвершинную Геокдеринскую и Мирисынкырскую антиклинали. Бейнеусская брахиантиклиналь в поперечном сечении также имеет ярко выраженное асимметричное строение: юго-западное крыло наклонено гораздо круче (до 80°), чем северо-восточное (3—5°). Геокдеринская и Бейнеусская структуры являются флексурообразными складками и отражают наличие разломов в фундаменте, по которым резко опустились юго-западные крылья.

Западно-Туаркырский разлом в фундаменте вдоль юго-западного крыла мегантиклинали четко фиксируется по гравитационной ступени и данным ГСЗ. По данным А. В. Глазуновой, З. А. Макаровой и других исследователей, к нему приурочена цепочка линейно вытянутых магнитных тел, отчетливо прослеживающаяся к югу почти до Предкопетдагского прогиба. На всем протяжении юго-западного склона Туаркыра поверхность фундамента ступенчато, по разрывам, погружается к юго-западу в Порсокупский прогиб.

Северо-восточное ограничение Туаркыра также связано с разломами в фундаменте (Восточно-Туаркырский разлом). По геофизическим данным (КМПВ, ГСЗ и гравиразведка), здесь устанавливаются два продольных разлома. В северном направлении Западно- и Восточно-Туаркырский разломы отклоняются к западу и, постепенно сближаясь, сочленяются, образуя в плане клиновидное северо-западное окончание Туаркыра. Вероятно, с положением этих разломов на севере можно связывать и границу распространения складчатого пермо-триасового комплекса пород в рассматриваемом районе. Указанные особенности разломной тектоники Туаркырского района позволяют говорить об отсутствии продолжения Туаркыра к северо-западу, что, следовательно, исключает какие-либо прямые структурные связи с Мангышлаком (Архангельский, Федынский, 1936), с Каундинской антиклинальной зоной (Куприн, 1959), с Песчано-Ракушечной зоной поднятий или Карауданским валом, как это считают Б. Ф. Дьяков, Н. Н. Черепанов. Первое указание в литературе о таком характере северо-западного окончания Туаркыра содержится в работе А. Л. Яншина (1951). Предположение о сложном, отсе-

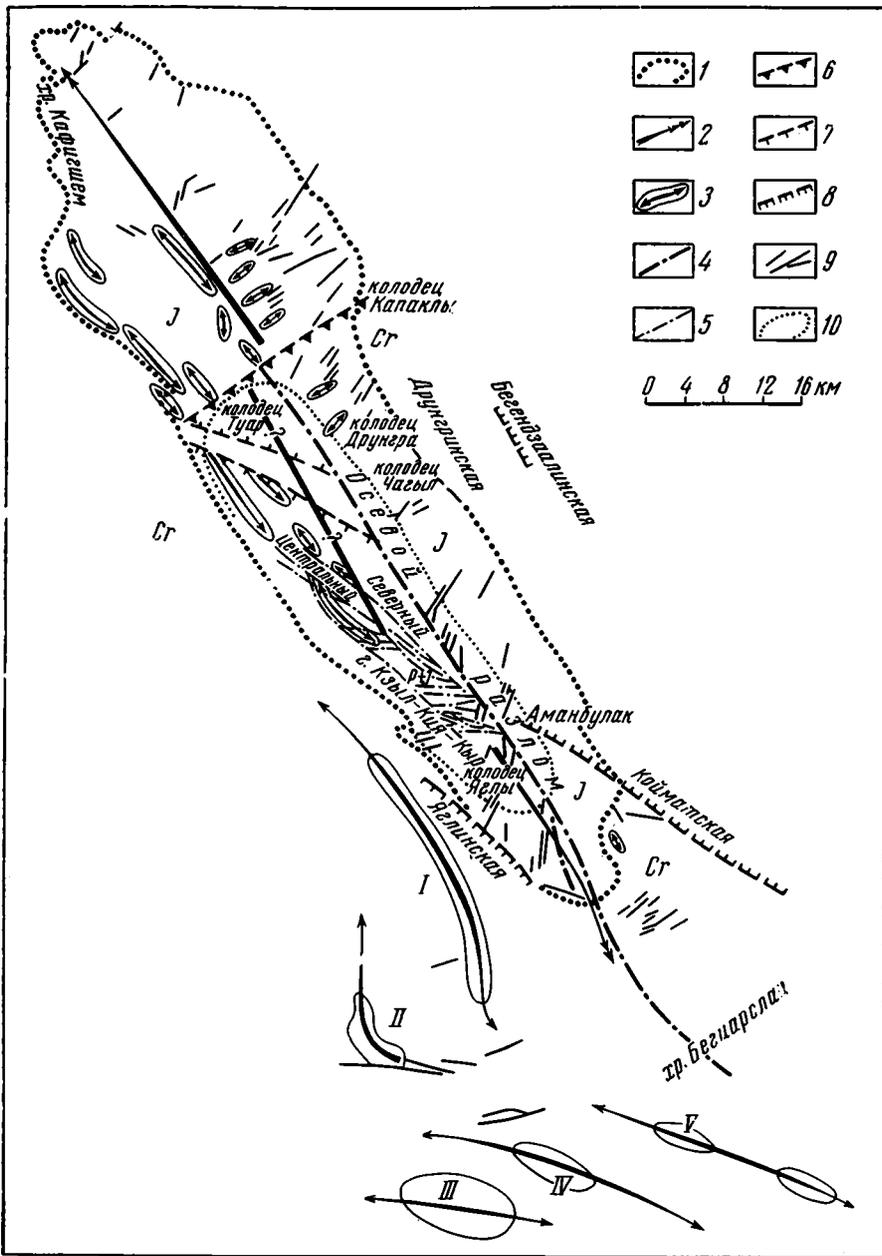


Рис. 2. Тектоническая схема Туаркыра

1 — контур Туаркырской мегантиклинали по подошве меловых отложений; 2 — ось Туаркырской мегантиклинали; 3 — наиболее крупные локальные антиклинальные структуры и их оси: I — Геокдеринская, II — Бейнеуская, III — Кельджинская, IV — Гокабеджинская, V — Кизилбурунская; 4 — осевой разлом; 5 — разломы пермо-триасового ядра мегантиклинали; 6 — Чарлинский сдвиг (сбросо-сдвиг); 7 — разломы, ограничивающие Чагыльский горст; 8 — крыльевые флексуры; 9 — мелкие разломы осадочного чехла; 10 — ядерная часть Туаркыра (см. рис. 3)

ченном разломами северо-западном замыкании Туаркырской мегантиклинали также было высказано З. К. Байбулатовой, А. И. Левиным и В. Г. Рихтером (1964). Об этом свидетельствуют и последние данные региональных сейсмических исследований КМПВ, проведенных Л. М. Коробкиным, В. Н. Макеевым и Р. А. Рахметовой на южном Мангышлаке и в северном Прикарабагэе в 1965—1966 гг. Согласно этим данным, в

северном Прикарабогазье фундамент ступенчато погружается к северо-востоку без каких-либо структурных осложнений, соответствующих гипотетическому продолжению Туаркыра. Карауданский максимум силы тяжести, обычно рассматривавшийся в качестве возможного продолжения Туаркырских дислокаций, вероятно, связан с петрографической неоднородностью в составе пород фундамента. По отношению к Туаркырским гравитационным максимумам последний расположен кулисообразно, несколько отклоняясь к северо-востоку.

В юго-восточном направлении Туаркырская система дислокаций прослеживается почти до центральных депрессий Предкопетдагского прогиба. Это продолжение здесь четко фиксируется непрерывной полосой магнитных аномалий, соответствующих единой с Туаркыром зоне позднепалеозойских дислокаций.

Заключенная между Западно- и Восточно-Туаркырским разломами внутренняя часть Туаркырской мегантиклинали сложена допермским, пермо-триасовым и юрским комплексами пород и разбита густой сетью разрывных нарушений. Нарушения то совпадают с направлением складчатости пермо-триасового комплекса пород, то идут под углом в северо-западном направлении. Все эти нарушения тесно связаны с граничными разломами в фундаменте, образующими своеобразную жесткую раму, внутри которой в конце триаса пермо-триасовый комплекс пород подвергся складчатости.

В система нарушений внутренней части Туаркырской мегантиклинали по ориентировке в пространстве можно выделить три группы разломов: а) следующие простиранию мегантиклинали — продольные; б) направленные косо по отношению к ней — диагональные и в) секущие вкрест простирания — поперечные. В количественном отношении преобладают продольные и диагональные разломы.

Важнейшим продольным нарушением является Осевой разлом (рис. 2, 3). Этот разлом отмечается восточнее выходов пород пермо-триаса в районе горы Кызыл-Кия-Кыр и непрерывно прослеживается от хребта Бегиарслан на юге до пос. Чагыл на севере и, видимо, протягивается далеко к югу и северу. Он же, вероятно, трассируется в юрских отложениях по ряду разломов, расположенных на одной линии вплоть до северных уступов хребта Кафигшем, где на видимом продолжении разлома отмечается выход верхнеюрских гидротермально измененных пород. Осевой разлом представляет собою сбросо-сдвиг, по которому опущено юго-западное крыло Туаркырской мегантиклинали. Амплитуда Осевого разлома не менее 2—3 км. Наибольшая амплитуда отмечается в ядерной части, где установлен тектонический контакт между образованиями нижней части аманбулакской свиты юго-западного крыла Туаркырской мегантиклинали и среднего палеозоя ее северо-восточного крыла (Кузнецов, Прусов, 1962). Осевой разлом развивался длительно. Он пересекает отложения от палеозоя до верхнего мела включительно, а амплитуда его вверх по разрезу уменьшается до 110—130 м в юрских отложениях и даже до 2,5—3 м в верхнемеловых.

Б. Ф. Людвиг и В. В. Буклин, изучавшие Осевой разлом в 1963 г., считают, что северо-восточное крыло мегантиклинали было сдвинуто по нему в юго-восточном направлении на величину от нескольких сотен метров до нескольких километров. Однако на северном окончании Осевого разлома осадочный чехол интенсивно смят в мелкие антиклинали, ориентированные перпендикулярно к простиранию разлома. Такое расположение складок свидетельствует, скорее всего, о противоположном направлении движений, т. е. не на юго-восток, а на северо-запад. Густая сеть разрывных нарушений возникла здесь благодаря сдвиговым, сжимающим усилиям. Несовпадение в плане геологических границ на южной оконечности Осевого разлома подтверждает предположение о северо-западном направлении перемещения северо-восточного крыла мегантиклинали.

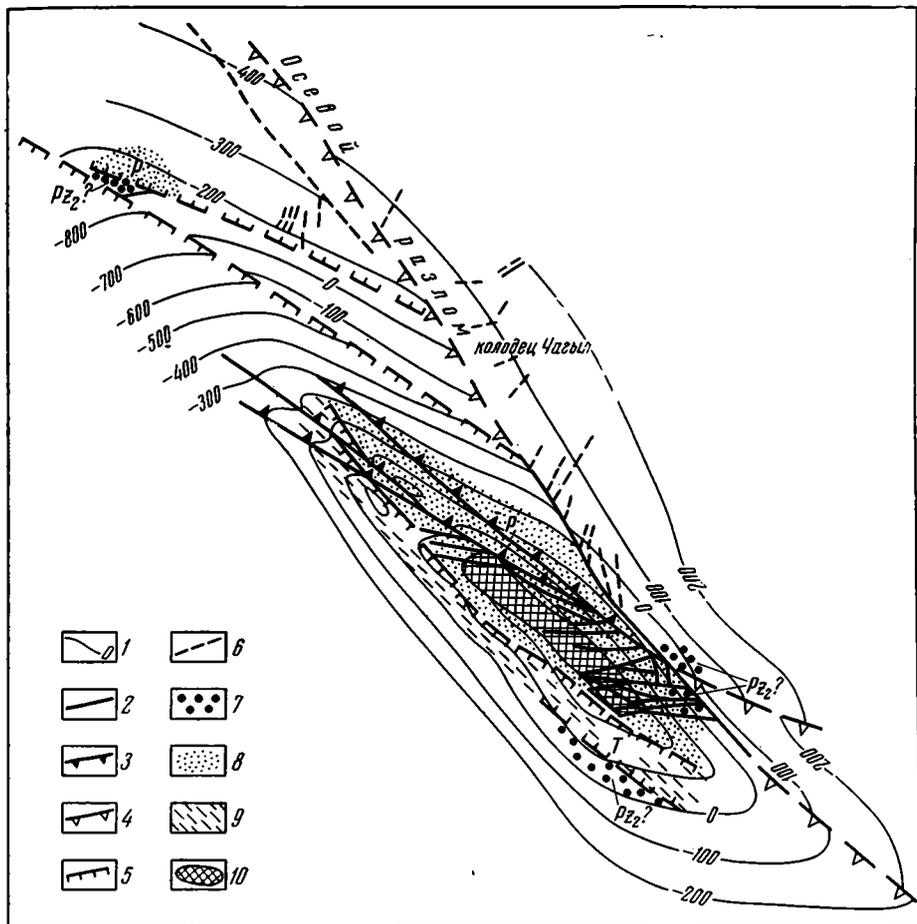


Рис. 3. Структурная и палеогеологическая карта доюрской поверхности ядерной части (южный блок) Туаркыра

1 — изогипсы доюрской поверхности; 2 — разломы, достоверно установленные по данным геологического картирования и материалам бурения; 3 — разломы, установленные и прослеженные по данным бурения под осадочным чехлом юрских отложений; 4 — разломы, предполагаемые по осадочным чехлом юрских отложений; 5 — разломы, предполагаемые по данным бурения; 6 — разрывы, установленные в юрских отложениях; 7 — установленные пункты развития пород допермского возраста; 8 — установленные площади развития пород перми; 9 — установленные площади развития пород триаса; 10 — выход пермских пород на поверхность

В системе нарушений внутренней части Туаркырской мегантиклинали Осевой разлом имеет особое значение как наиболее протяженный и длительно развивавшийся. Большая часть диагональных разрывов в фундаменте или в осадочном чехле в той или иной мере связана с Осевым разломом. Многие из них могут рассматриваться как оперяющие основной разлом, другие вызваны, по-видимому, сдвигом блоков вдоль поверхности главной плоскости Осевого разлома. В. С. Курбатов указывает на широкое развитие сдвиговых и сбросовых нарушений в среднеюрских отложениях в районе «Восточный Аман-Булак», где горизонтальные смещения по ним достигают 200—250 м. Система продольных нарушений, наблюдаемая в сводовой части и на крыльях Туаркырской мегантиклинали, определяется направлением максимального изгиба слоев. Разрывы этой системы стремятся располагаться нормально к направлению наиболее крутого изгиба и параллельно оси Туаркыра, причем продольная система нарушений образовалась несколько ранее поперечных разломов.

Среди диагональных нарушений выделяются Центральный, Северный и другие разломы, которые ответвляются от Осевого, и, по-видимому, сочленяются с Западно-Туаркырским. Положение этих нарушений указывает на их подчиненность более крупным продольным зонам разломов. Все эти нарушения наиболее интенсивно проявлены в пермо-триасовых отложениях, где амплитуда смещения блоков достигает сотен метров, и лишь в слабой степени затрагивают юрские отложения, где амплитуды смещения не превышают нескольких десятков метров. По простиранию и вверх по разрезу юрских отложений амплитуды смещения по диагональным разломам уменьшаются до нуля. По типу эти нарушения относятся к сбросам, плоскости сбрасывателей которых наклонены к югу или юго-западу под углами 75—80°. Диагональные разломы изучены при геологическом картировании пермо-триасовых отложений в ядре Туаркырской мегантиклинали и прослежены под юрскими отложениями по данным бурения. На выходах пермо-триасовых отложений в районе гор Кызыл-Кия-Кыр между диагональными нарушениями установлено большое число сбросов и взбросов, образующих густую сеть и выдержанных в общем северо-западном направлении. В результате дробления возникла система мелких чередующихся грабенов и горстов. Грабены, заключенные между этими разломами и характеризующиеся повышенной мощностью пермо-триасовых отложений, могут рассматриваться как консолидационные блоки проседания.

Кроме указанных и достоверно документированных диагональных разрывных нарушений, следует указать еще на три разлома такого же типа, существование которых предполагается по ряду косвенных признаков. Два из них в районе песков Чагыл ограничивают узкий Чагылский горст.

Существование этого горста предполагается по выходу интрузива габбро и пород палеозоя в районе колодца Туар с отметкой около 100 м (наиболее высокая часть горста). Амплитуда смещения по разлому, ограничивающему Чагылский горст с юга, не менее 3—3,5 км, так как все скважины глубиной около 500 м, расположенные в 10—12 км юго-восточнее колодца Туар, не вышли из пермских, триасовых и даже юрских отложений. Перепад высот по фундаменту, сложенному породами различного возраста, у разлома составляет не менее 500—600 м.

В 1 км севернее выхода габбро у колодца Туар, у кромки песков Чагыл одна из скважин вскрыла пермо-триасовый комплекс на глубине около 280 м. Таким образом, перепад высот поверхности фундамента составляет здесь величину около 300 м, а амплитуда смещения по северному разлому Чагылского горста не менее 2—3 км. По-видимому, под песками Чагыл погребен выступ допермских образований типа горста, ориентированный в северо-западном направлении и ограниченный диагональными разломами.

Все известные разломы, расположенные к юго-западу от Осевого, являются диагональными. На северо-восточном крыле Туаркыра выделяется лишь одно нарушение диагонального типа, которое предполагается по наличию достаточно протяженной Койматской флексуры (от горы Койматдага до горы Аймамедчага). Флексура является естественным продолжением Северного разлома, с которым образует единую зону, косо секущую Туаркыр. Койматская флексура сопровождается рядом небольших сбросов и сдвигов, направленных по нормали к ее простиранию.

Кроме разрывных нарушений со смещением, на Туаркыре наблюдается множество разрывов без смещения, так называемых трещин растяжения, которые встречаются на всех мелких структурах и предполагаются обычно в сводовой части или близко к ней. Трещины растяжения иногда переходят по простиранию в разрывы со смещением типа сбросов или сбросо-сдвигов, что особенно хорошо видно в отвесных обрывах.

При прослеживании нарушений на Бегиарслане было установлено, что размеры относительного смещения крыльев сбросов постепенно уменьшаются. Сбросы вверх по разрезу постепенно переходят в системы трещин того же простирания, залеченных лимонитизированным гипсом и образующих мощные, до нескольких десятков метров, зоны тектонической трещиноватости. Уменьшение амплитуды сбросов и взбросов по простиранию и вверх по разрезу указывает на постепенное рассеивание разрывов в мелких скольжениях, характеризующих пластическую деформацию. Конец сброса, где он переходит в залеченные трещины, является молодой частью нарушения, в которой процесс концентрации скольжения только начался; места сбросов с наибольшей амплитудой смещения являются более древними частями нарушений. Нарушения в отложениях неогена относятся к трещинам растяжения, возникшим в результате тектонических движений в послесарматское время.

Нужно отметить, что многочисленные разрывные нарушения мезо-кайнозойского чехла не находят отражения на магнитной карте. Это говорит о том, что далеко не все разрывы сопровождались внедрением магнитоактивных пород. Подавляющее большинство мелких разрывных нарушений в осадочном чехле быстро затухает с глубиной.

Разломы, секущие Туаркыр вкрест простирания, в общем малочисленны. О наличии напряжений, обусловивших возникновение секущих нарушений, свидетельствует обильная, перпендикулярно ориентированная трещиноватость в мезозойских отложениях северо-восточного крыла. Кроме того, на этом же крыле наблюдается серия очень мелких антиклиналей (типа гофрировки), ориентированных также перпендикулярно к оси структуры и расположенных вблизи от нее (см. рис. 2). Непосредственно западнее, по юго-западному крылу Туаркыра все локальные структуры являются продольными. Столь отчетливая и резкая смена простираний разрывных и пликтивных нарушений по обе стороны от Осевого разлома обусловлена, видимо, наличием резко различных полей напряжений на юго-западном и северо-восточном крыльях мегантиклинали.

Большинство разрывов имеют северо-восточное простирание (азимут $30-50^\circ$). Их образование — результат растяжения пластов осадочного чехла под действием воздымающегося горста фундамента в предсреднемиоценовое время. Однако часть дизъюнктивов, несомненно, была заложена раньше и имела длительное развитие. Например, по нарушению, расположенному в 3 км севернее колодца Друнгра, в конце позднеюрской эпохи южное крыло было сброшено на 30 м. В результате этого смещения были приведены в контакт песчаники бата (северное крыло) с глинами келловея (южное крыло). Затем на сnivelированную поверхность контактирующих по разрыву пород лег базальный конгломерат неокома и покрывающие отложения меловой системы. В раннемиоценовое время по той же плоскости сброса северное крыло было опущено на 6 м. Из описанного видно, что движения по разрыву периодически возобновлялись, причем нередко со сменой знака.

Из поперечных нарушений наиболее отчетливо трассируется Чаирлинский разлом по линии колодец Туар — колодец Капаклы. Он рассекает фундамент и домезозойский комплекс пород Туаркыра на северный и южный блоки. Перемещения этих блоков, несомненно, имеют сдвиговый характер. При одинаковой ширине обеих частей Туаркырской мегантиклинали северная сдвинута на северо-восток приблизительно на 3—4 км. Этим сдвигом (сбросо-сдвигом) обусловлен зигзагообразный изгиб оси мегантиклинали и ундуляция ее шарнира. По линии Чаирлинского разлома происходит смещение в плане максимумов магнитной напряженности и аномалий силы тяжести. Сдвиговые перемещения к северо-востоку блоков фундамента Туаркыра обусловлены, видимо, горизонтальными напряжениями с запада, со стороны Карабогазского сводового поднятия. По всему фронту воздействия Карабогазского свода на ме-

гантиклиналь Туаркыра, т. е. по ее юго-западному крылу (от широты гор Кызыл-Кия-Кыр и севернее) образована серия параллельных узких и вытянутых складок смятия (см. рис. 2). Эти складки, выделяемые преимущественно в юрских отложениях, образованы на сравнительно «податливом» юго-западном крыле Туаркыра, где мощность (около 1000 м) осадочных верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений несравнимо большая, чем на северо-восточном крыле, где они, возможно, вообще отсутствуют. Продольный уступ поверхности фундамента, образованный Осевым разломом Туаркыра, являлся упором для этих сминаемых толщ.

Рассматривая в целом систему Туаркырских дислокаций, протягивающихся от Южно-Мангышлакского прогиба на севере до Предкопетдагского прогиба на юге, можно отметить широкое развитие поперечных сдвиговых нарушений. Кроме отмеченного Чаирлинского сдвига (сбросо-сдвига), расчленившего фундамент собственно Туаркыра на северный и южный блоки, выделяется еще один поперечный разлом, обособивший северо-западную периклиналь Туаркыра, образованную клиновидным в плане блоком фундамента. Периклинальный блок также сдвинут к северо-востоку. Осевой разлом Туаркыра здесь уже служит его ограничением с запада.

В юго-восточном направлении дислокации Туаркыра продолжают в периклинальном Сакар-Гядынском вале. Структуры этого вала также несколько сдвинуты к востоку относительно оси Туаркырской мегантиклинали и ориентированы субширотно. Сдвиг выражен в изменении простираний и пережимах аномалий естественных геофизических полей, а также в S-образном развороте осей локальных структур. Обрамляющие юго-восточную периклиналь Туаркыра Геокдеринская и Бейнеусская структуры имеют согласное с ним простирание. На широте юго-восточного замыкания мегантиклинали Туаркыра они оборваны широтным Бейнеусским разломом, по которому одноименная брахиантиклиналь резко разворачивается к востоку и трансформируется во флексуру. Этот разлом является границей, по обе стороны от которой простирания структур резко различны. Горизонтальная составляющая Бейнеусского сбросо-сдвига, по мнению В. Ф. Людвига, изучавшего район в 1963 г., определена в 1 км.

Возникновение этого сбросо-сдвига в осадочном чехле связано с предполагаемым здесь расколом в фундаменте, подвижки по которому возобновились в платформенный этап развития при формировании Бейнеусской брахиантиклинали. На восточном продолжении сбросо-сдвига наблюдается ряд нарушений, сбросового и сдвигового характера одного с ним простирания, возникших на основе трещин скалывания.

Простирания осей структур, расположенных к югу от Бейнеусского разлома, запад-северо-западные (Гокабеджинская, Кельджинская и Кизилбурунская антиклинали), т. е. они ориентированы почти под прямым углом к генеральному простиранию Туаркыра. Еще далее к юго-востоку, на продолжении единой с Туаркыром полосовой зоны магнитных аномалий отчетливо наблюдаются резкие коленообразные изгибы и поперечные градиентные зоны. Таким образом, от южного блока фундамента собственно Туаркыра к северо-западу и юго-востоку отходят две линии последовательно смещающихся блоков, образующих в плане ступенчатую дугу.

Изложенные данные свидетельствуют об определяющей роли разломов в заложении и формировании структуры Туаркыра и его погребенных периклинальных окончаний. Обусловленность структуры Туаркыра зонами глубинных разломов длительного развития предопределила высокую тектоническую подвижность этого участка земной коры и примерно равное значение вертикальных и горизонтальных разновременных перемещений. Этим объясняется и аномально высокое количество и разнообразие типов пликативных и дизъюнктивных нарушений. Обильные

сдвиговые деформации Туаркыра характеризуют наличие разновременных и разнонаправленных полей сжатия.

Можно полагать, что структуры аналогичного типа характерны преимущественно для молодых (эпигерцинских) платформ, где активность и, видимо, скорость движений по зонам глубинных разломов более значительна, чем на древних.

Расположенный между массивами более ранней консолидации фундамента и заключенный между обрамляющими разломами, Туаркыр приобрел строение системы сопряженных грабена и горста, по поверхности фундамента и протяженной высокоамплитудной сложнопостроенной складки — мегантиклинали в осадочном чехле. Пермо-триасовые моласоидные образования, выполняющие грабен юго-западного крыла, в начале мезозоя претерпели, как отмечалось, интенсивную складчатость, образовав линейную инверсионную раннекиммерийскую тектоническую зону. Возникновение последней обусловлено явным преобладанием боковых сжатий. В платформенный этап развития, начиная с юрского времени, горст северо-восточного крыла и инверсионная структура грабена юго-западного крыла развивались как единый тектонический элемент, образовав крупную мегантиклиналь.

Туаркыр является одним из характерных представителей вполне самостоятельной группы геотектонических структур, образовавшихся в зонах протяженных глубинных разломов. Структуры такого авлакогенного типа различны по масштабам, выраженности и морфологии фундамента и чехла и т. д., но все они обусловлены существованием систем глубинных продольных разломов и характеризуются линейностью, закономерной ассоциацией признаков в естественных геофизических полях, инверсионностью на определенных этапах развития.

На территории Запада Средней Азии среди структур этого типа наиболее характерны Мангышлак и Туаркыр. С той или иной степенью полноты признаков к этому же типу относятся Карашорская и Карабаурская горст-антиклинали и Султансанджарский вал и некоторые другие.

Литература

- Амурский Г. И., Борисов А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9, 1964.
- Амурский Г. И., Борисов А. А., Жукоборский Ф. Я. О приразломных валах Каракумской области эпигерцинской платформы. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 12, 1964.
- Архангельский А. Д., Федьинский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Восточном Казахстане. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1936.
- Арест Ф. А., Мильштейн Д. М. Геофизические аномалии Туркменистана и их связь с глубинным геологическим строением. В сб. «Геология и полезные ископаемые Туркмении». Гос. произв. геол. ком. ТуркмССР, вып. 2, Ашхабад, 1964.
- Байбулатова З. К., Левин А. И., Рихтер В. Г. О соотношении основных структурных элементов Прикарабагзья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1964.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихаев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. геология, № 1, 1958.
- Куприн П. Н. Основные черты тектоники Прикарабагзской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности. Нов. техн. геол., № 1, 1969.
- Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали. Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1962.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по данному вопросу. «Сб. памяти академика А. Д. Архангельского», Изд-во АН СССР, 1951.

УДК 551.243(571.6)

В. Ю. ЗАБРОДИН, М. Т. ТУРБИН

КРУПНЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ДЖАГДЫ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Позднепалеозойские складчатые сооружения западной части хр. Джагды входят в состав Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой области. Ведущую роль в формировании этих структур играли разломы: краевые (Ланский и Нинни-Сагаянский) и внутригеосинклинальные (Южно-Тукурингрский и Чампулинский). Все они, за исключением Чампулинского, глубинные. Разломы имеют различный возраст заложения: от позднего протерозоя (?) до раннего мезозоя. Характер перемещений по разломам и амплитуда движений неоднократно менялись. Разломы имеют разную металлогеническую специализацию.

Позднепалеозойская складчатая зона западной части хр. Джагды, входящая в состав Ольдое-Селемджинской зоны, по П. Н. Кропоткину (Кропоткин, Шахварстова, Салун, 1953) или Джагдинского поднятия, по Л. И. Красному (1960), располагается между жесткими геологическими сооружениями: докембрийской складчатой областью Становика — Джугджура и консолидированным в раннем палеозое (?) Бурейским массивом. Этим обусловлены специфические черты зоны, главными из которых являются своеобразная морфология складчатых структур, проявившаяся в отчетливом линейном типе деформаций, и весьма слабое развитие синорогенного кислого интрузивного магматизма. Причину этих особенностей следует, вероятно, искать в нарушении обычного для складчатых областей чередования сжатия и растяжения и преобладающем значении или постоянстве сжимающих напряжений.

В этих условиях большую роль в развитии всей складчатой зоны и ее отдельных частей играли разломы.

К числу крупнейших разломов на западе хр. Джагды могут быть отнесены Южно-Тукурингрский, Ланский, Нинни-Сагаянский и Чампулинский. Все они, за исключением Чампулинского, с достаточным основанием могут рассматриваться как глубинные. Ланский и Нинни-Сагаянский разломы, отграничивающие консолидированные зоны от геосинклинальной, являются краевыми, а Южно-Тукурингрский и Чампулинский — в пределах рассматриваемого в настоящей статье региона — внутригеосинклинальными.

Из перечисленных разломов в литературе в основном рассматривался Южно-Тукурингрский. Ведущая роль его в структуре района была настолько очевидной, что Л. И. Красный (1960) назвал его «важнейшей структурной линией западной части Дальнего Востока». Выделен был этот разлом и М. С. Нагибиной (1963), которая рассматривала его как непосредственное продолжение Южно-Борщевочного и Южно-Янканского разломов Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. В целом этой региональной структуре протяженностью 1600 км М. С. Нагибина придает весьма большое значение в истории тектонического развития

хребтов Тукурингра и Джагды. В той или иной степени разлом был рассмотрен в работах Л. И. Красного (1960), Д. А. Кирикова и Е. А. Модзалевской (1959), М. С. Нагибиной (1963), Н. А. Богданова (1960), В. А. Рудника и Л. М. Алексеева (1963).

Почти все названные авторы связывают с Южно-Тукурингрским разломом Джагдинскую зону смятия. Это заключение базируется на результатах съемочных и тематических работ Д. А. Кирикова, проведенных в 1954—1958 гг., и в настоящее время, как будет показано ниже, не совсем соответствует истине. Любопытно, что никто из перечисленных выше авторов (кроме М. С. Нагибиной) не высказал даже предположений о характере движений по разлому; М. С. Нагибина (1963) считала его сдвигом.

Д. А. Кириков (Кириков, Модзалевская, 1959) и Н. А. Богданов (1960) считали, что в пределах хребтов Тукурингра и Джагды широко развиты надвиги и придавали надвигам большое значение в геологической структуре района. Эта точка зрения прочно укоренилась и использована в ряде работ по геологии Дальнего Востока.

В 1961 г. Д. И. Горжевский и Е. М. Лазько попытались обосновать так называемый «Монголо-Охотский глубинный разлом», причем в состав этого разлома совершенно необоснованно включили разновозрастные и не связанные друг с другом разрывные структуры Тукурингра-Джагдинской и Джугджуро-Становой зон (Тукурингрский, Южно-Тукурингрский, Северо-Удский и другие). Представления Д. И. Горжевского и Е. М. Лазько (1961) были подвергнуты справедливой критике М. С. Нагибиной (1963), однако их влияние отразилось и в более поздних работах (Рудник, Алексеев, 1964). Нам кажется, что изложенная ниже характеристика отдельных разломов Западного Джагды позволит убедительно доказать неправомочность концепции «Монголо-Охотского разлома».

Геологическое картирование, проведенное Дальневосточным геологическим управлением и ВСЕГЕИ в 50—60-х годах под руководством Д. А. Кирикова, В. В. Шиханова, М. Т. Турбина, А. А. Майбороды и В. В. Олькова, позволило более детально изучить зоны разломов Западного Джагды. В результате этих работ Д. А. Кириков выделил Ланский, а М. Т. Турбин — Чампулинский и Нинни-Сагайский разломы. Настоящая работа подготовлена по материалам геологического картирования.

Южно-Тукурингрский разлом протягивается в субширотном направлении через всю рассматриваемую территорию от среднего течения р. Деп до нижнего течения р. Эгор (рис. 1). Простираение разлома довольно выдержанное, и лишь в междуречье Дугды и Норы он делает изгиб к югу. Ширина зоны разлома составляет 2—10 км. В современном рельефе разлом практически не выражен. Ведущее значение Южно-Тукурингрского разлома в истории развития складчатой зоны Тукурингра — Джагды обусловлено тем, что он является одним из разломов, движения по которому предопределили дифференцированное развитие геосинклинальной области.

На западе рассматриваемой территории к зоне разлома приурочены узкие (до 12 км) и длинные (десятки километров) интрузивы диоритов, габбро и гранитоидов позднепалеозойского пиканского (зейско-депского, по Д. А. Кирикову и Е. А. Модзалевской, 1959; депского, по М. С. Нагибиной, 1963) комплекса. На востоке зону разлома трассируют лишь небольшие единичные тела этих пород. На правобережье р. Дугды по этому разлому отложения живетского яруса соприкасаются с нижнекаменноугольными и среднеюрскими.

В западной части района движения в зоне разлома проявились в образовании зон катаклаза и милонитизации в интрузивных породах и в явлениях динамометаморфизма, микроскладчатости и кливажа в поро-

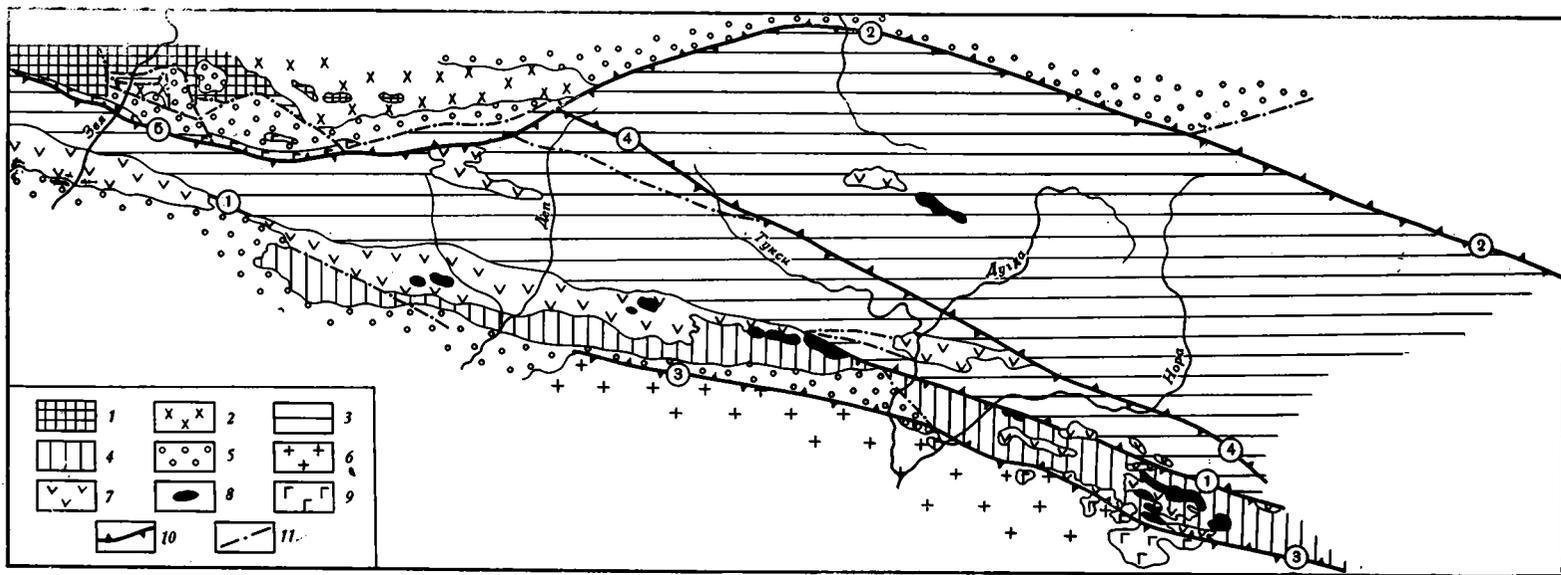


Рис. 1. Тектоническая схема западной части хр. Джагды

1—2 — область докембрийской складчатости: 1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — гранитоиды; 3—4 — область палеозойской складчатости: 3 — эвгеосинклинальная зона, 4 — миогеосинклинальная зона; 5 — мезозойские и кайнозойские образования; 6 — гранитоиды Буренского массива (раннепалеозойские, позднепалеозойские и раннемеловые); 7—8 — позднепалеозойский пиканский интрузивный комплекс: 7 — основные, средние и ультраосновные интрузивы, 8 — кислые интрузивы; 9 — раннемеловые интрузивы основного и среднего состава; 10 — важнейшие разломы: 1 — Южно-Тукурингрский, 2 — Ланский, 3 — Нинни-Саяганский, 4 — Чампулинский, 5 — Тукурингрский, 11 — прочие разломы

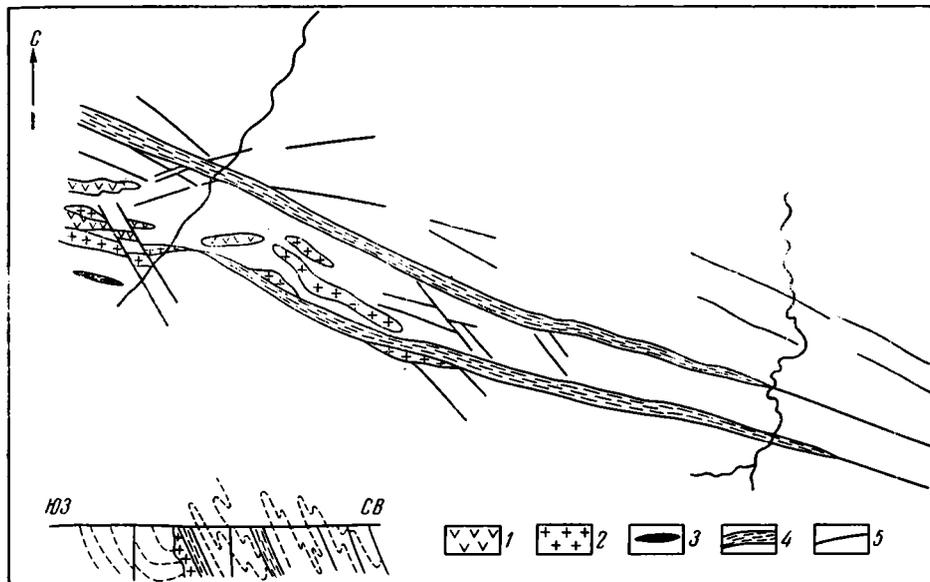


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта и разрез участка Южно-Турулингского разлома на левобережье р. Норы (составлены М. И. Девяниным)

1 — основные и средние породы пиканского комплекса; 2 — гранитоиды пиканского комплекса; 3 — дайка раннемеловых диоритовых порфиритов; 4 — зоны интенсивного дробления, катаклаза и милонитизации; 5 — трещины

дах осадочно-вулканогенного комплекса среднего палеозоя. На востоке эти же движения привели к довольно значительному метаморфизму горных пород (до образования мусковитово-кварцевых сланцев), интенсивной их гофрировке и плейчатости, что дало основание первым исследователям Западного Джагды (Кириков, Модзалевская, 1959; Красный, 1960) выделить здесь Джагдинскую зону смятия, связав образование ее с Южно-Турулингским разломом. Как показали исследования последних лет, зона смятия связана в основном с Чампулинским разломом, движения по которому, вероятно, были в послепалеозойское время более интенсивными, чем по Южно-Турулингскому.

Детально участок Южно-Турулингского разлома изучался на левобережье р. Норы (рис. 2). Здесь кристаллические сланцы ниже-среднедевонского возраста по разлому граничат с метаморфизованными песчаниками условно среднепалеозойского возраста. Зона разлома имеет ширину до 2,5—3,0 км. В пределах зоны выделяются полосы интенсивно рассланцованных, нередко превращенных в мелкую щебенку пород мощностью более 80 м. Для этих полос устанавливается крутое (70—80°) падение на восток-северо-восток при запад-северо-западном простирании. Такое же простирание имеет и зона разлома. В пределах ее породы интенсивно лимонитизированы, участками осветлены и содержат гидрокислы марганца и многочисленные короткие линзы и гнезда кварца. Наиболее сильные изменения пород отмечены в висячем крыле разлома, где полоса измененных пород имеет ширину до 1,5 км. В лежащем крыле изменения в общем незначительны и быстро затухают при удалении от плоскости сместителя.

Кислые, основные и средние породы пиканского интрузивного комплекса, располагающиеся непосредственно в зоне разлома (рис. 2), в результате многократных подвижек по разлому подверглись интенсивному катаклазу вплоть до образования милонитов. Тела гранитоидов вмещают

кварцевые жилы мощностью до 2,5 м, приуроченные главным образом к северным эндоконтактам.

Из многочисленных трещин, развитых в зоне разлома, наиболее детально были изучены сближенные трещины запад-северо-западного простирания, полого (10—15°) падающие к восток-северо-востоку, и северо-восточные вертикальные трещины, диагональные к простиранию пород. Трещины первой из этих систем группируются в зоны суммарной мощностью до 40 м. В пределах этих зон породы каолинизируются, местами окварцованы и содержат натечный лимонит. В целом такие зоны имеют грубослоистое строение, подчеркнутое чередованием полос различной окраски (каолинизированных, лимонитизированных и др.).

Полости вертикальных трещин северо-восточного простирания, имеющие ширину от первых десятков сантиметров до 14 м, выполнены тектоническими брекчиями, состоящими из обломков вмещающих пород, сцементированных гидроокислами железа; участками встречаются глинки трения. Контакты зон четкие, более или менее прямолинейные в плане. По вертикальным трещинам осуществлялись, скорее всего, сдвиговые перемещения небольшой амплитуды. Характер изменения пород и расположения трещин на изученном участке позволяют предполагать, что в доступном изучению интервале времени (мезозой?) Южно-Тукурингрский разлом представлял собой взброс с активным северным крылом.

По Южно-Тукурингрскому разлому осуществлялись подвижки разного характера и направления на протяжении сотен миллионов лет, вплоть до четвертичного времени. Внедрение образований многофазного пиканского комплекса затрудняет расшифровку движения по разлому. В самых общих чертах можно сказать следующее.

По мнению М. С. Нагибиной (1963), разлом заложился в позднем протерозое или раннем палеозое; В. А. Рудник и Л. М. Алексеев (1964) считают его раннепалеозойским. Прямых свидетельств этих древних этапов жизни разлома в настоящее время не сохранилось. В среднем палеозое на западе хр. Джагды существовал геосинклиальный прогиб, разделенный Южно-Тукурингрским разломом на эв- и миогеосинклиальную области с существенно различным характером осадконакопления. Эвгеосинклиальная область располагалась к северу от разлома, миогеосинклиальная — к югу. В это время разлом, скорее всего, представлял собой сброс с опущенным северным крылом. Амплитуда перемещений, судя по различиям в мощностях эв- и миогеосинклиальных толщ одного возраста, составляла около 2 км. В это же время разлом служил каналом для излияния эффузивов основного и среднего состава, превращенных впоследствии в зеленокаменные породы.

В позднем палеозое вдоль зоны разлома произошли интрузии различного состава с преобладанием основных и средних. Возможно, что в это время по разлому осуществлялись правосдвиговые перемещения, что можно было бы связать с общим горизонтальным сжатием района западной части хр. Джагды в результате давления со стороны Буреинского массива и Сибирской платформы. Эти же напряжения разряжались в виде левосдвиговых перемещений по Ланскому разлому, о чем будет сказано ниже.

В послепалеозойское время по разлому происходили, скорее всего, в основном вертикальные перемещения различного знака. Судя по тому, что вдоль разлома приведены в соприкосновение совершенно различные по возрасту и характеру толщи палеозоя и мезозоя, амплитуда перемещений должна измеряться многими километрами. Движения не прекращались и в кайнозое, вплоть до настоящего времени; в области разлома и сейчас регистрируются землетрясения (Богданов, 1960).

Большая протяженность Южно-Тукурингрского разлома, длительность его развития, значительная глубина заложения, связь с разломом

типичных офиолитовых образований — все это свидетельствует о его глубинном характере.

Ланский разлом протягивается от оз. Огорон в восток-юго-восточном направлении до междуречья Лана и Шевли (рис. 1). Длина его около 270 км. Ширина зоны разлома достигает 10 км. В западной части разлом выступает в рельефе в виде резкого уступа северного склона хр. Джагды, обрывающегося к Верхне-Зейской и Удской депрессиям. На востоке Ланский разлом выражен узким желобом между хр. Джагды на юге и хр. Сектан на севере и, наконец, Ланской депрессией на самом востоке. На востоке зона разлома большей частью перекрыта рыхлыми отложениями предгорного шлейфа и современным аллювием. На западе южная часть зоны доступна непосредственному изучению в обнажениях.

На крайнем западе, в районе оз. Огорон, Ланский разлом причленяется к более крупному — Тукурингрскому (Красный, 1960). На востоке, в междуречье Лана и Шевли, Ланский разлом по данным В. Ф. Сигова, оборван другим разломом, простирающимся на северо-восток.

Ланский разлом представляет собой границу между зоной позднепалеозойской складчатости хребтов Тукурингра и Джагды и разновозрастными сооружениями: Верхне-Зейской и Удской кайнозойскими депрессиями и складчатыми сооружениями хр. Сектан. С разломом не связаны интрузии, однако на его южном крыле, особенно на западе, имеются довольно многочисленные тела основных и средних эффузивов. К Ланскому разлому приурочены локальные зоны смятия (в понимании В. П. Нехорошева, 1956) протяженностью несколько десятков километров. Эти данные позволяют относить Ланский разлом к структурам глубинного типа.

В западной части Ланский разлом представлен серией сближенных субпараллельных кулисообразно расположенных разрывных нарушений протяженностью в первые десятки километров (Забродин, 1967). Для зоны разлома в целом здесь устанавливается крутое (до 70°) южное падение. Отдельные нарушения выражены полосами катаклаза и милонитизации шириной до 150 м. Породы в зоне разлома пересечены трещинами отрыва (одна система) и скальвания (четыре системы). Широко проявлен приразрывной кливаж, связанный с трещинами скальвания, и микроскладчатость скальвания, связанная с кливажем. Передки зеркала скольжения с горизонтальной и вертикальной штриховкой. Вблизи от отдельных нарушений в зоне разлома наблюдаются складки с крутыми и вертикальными шарнирами. Породы в зоне разлома интенсивно окварцованы и ожелезнены (пиритизированы и лимонитизированы).

На востоке отдельные фрагменты зоны Ланского разлома обнажены по рекам Бульбурек, Алу и Огджено. По р. Бульбурек на протяжении 65 м от плоского сместителя наблюдаются породы, превращенные в милониты. К югу интенсивность дробления пород уменьшается, и уже в 150 м от поверхности сместителя не удается обнаружить сколько-нибудь заметных признаков катаклаза. Однако в интервале 150—900 м породы сильно метаморфизованы, смяты в сложные складки, пронизаны частыми жилами кварца. Часто можно наблюдать разнонаправленную штриховку на зеркалах скольжения. Общая ширина зоны измененных пород в южном крыле на восточном фланге разлома достигает 1—1,5 км. Здесь значительно гуще, чем в северном крыле, сеть сопутствующих нарушений, интенсивней проявлены гидротермальные процессы (окварцевание, карбонатизация, рудная минерализация). Все это дает возможность предположить сравнительно пологое (до 45°) южное падение в пределах восточного фланга Ланского разлома. Иллюстративный материал по рассматриваемому разлому уже приведен одним из нас (Забродин, 1967) в более ранней публикации.

С наибольшей достоверностью характер перемещений по Ланскому разлому устанавливается для позднепалеозойского и кайнозойского времени. В это время по разлому осуществлялись взбросовые перемещения,

причем поднятым было южное крыло. Взбросовые подвижки устанавливаются на восточном фланге разлома по характеру складок волочения, а на западном — по расположению и характеру трещин скалывания, приразрывного кливажа и штриховки на зеркалах скольжения. Значительно сложнее расшифровать домезозойскую историю развития разлома. Заложился он, вероятно, в среднем палеозое, с ним было связано опускание прогиба на западе хр. Джагды в это время и накопление мощных толщ эвгеосинклинального типа. В этот период разлом, скорее всего, представлял собой сброс с опущенным южным крылом.

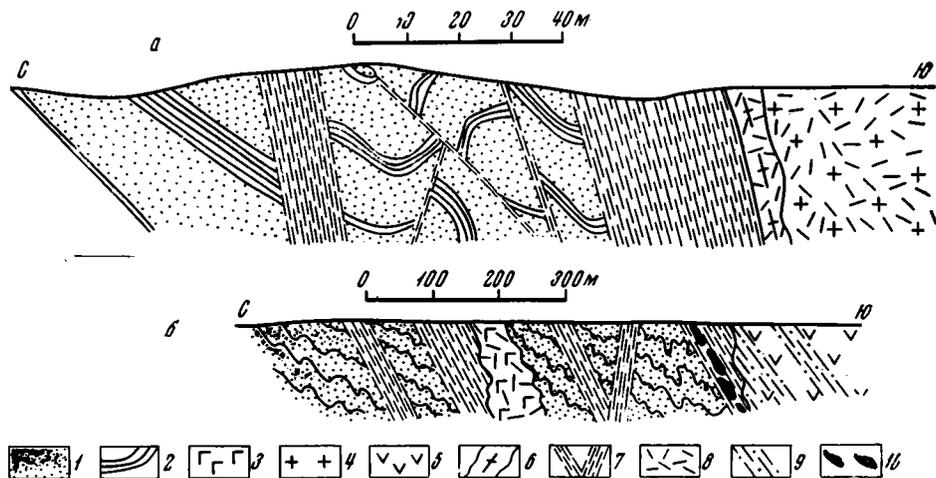


Рис. 3. Разрезы через зону Нинни-Сагайского разлома: *a* — западная часть, бассейн р. Сагаян; *b* — восточная часть, левобережье р. Нора

1 — песчаники; 2 — алевролиты и филлиты; 3 — позднепалеозойские (?) диориты; 4 — раннемеловые граниты; 5 — раннемеловые диоритовые порфиры; 6 — дайка раннемеловых кварцевых порфиров; 7 — полосы интенсивно раздробленных, катаклазированных и милонитизированных пород; 8 — проявления катаклаза в интрузивных породах; 9 — проявления разнейсования в интрузивных породах; 10 — кальцитовые жилы

В позднем палеозое — раннем мезозое деформации, ориентированные в северо-восточном направлении и обусловленные сжатием со стороны Сибирской платформы и Буреинского массива, вызвали преобладающие левосдвиговые перемещения вдоль зоны разлома. Об этом могут свидетельствовать горизонтальная штриховка на зеркалах скольжения и складки с крутыми и вертикальными шарнирами (Лукьянов, 1963).

Нинни-Сагайский разлом ограничивает палеозойские складчатые сооружения от Буреинского массива. Наиболее отчетливо он выражен в бассейнах рек Нинни (приток р. Деп) и Сагаян (приток р. Дугда). Западнее, на реках Деп и Зейя, разлом перекрыт рыхлыми образованиями, а к востоку от р. Нора он, вероятно, сливается с Южно-Тукурингским разломом, который играет здесь роль краевого шва.

В современном срезе Нинни-Сагайский разлом выглядит как взброс с приподнятым южным крылом. На участках, доступных изучению, разлом сопровождается зонами расланцевания, дробления и милонитизации шириной 1,0—2,0 км. Наиболее широко катакластические изменения проявлены в раннепалеозойских и раннемеловых гранитоидах, выступающих на южном крыле.

На р. Сагаян в береговых обнажениях разлом четко выделяется зоной милонитов (рис. 3, *a*) мощностью около 40 м, имеющей южное падение (65—75°), сопровождаемой серией мелких разнонаправленных зон дробления и милонитизации среднеюрских песчаников в лежачем боку и интенсивным катаклазом раннемеловых гранитоидов в висячем боку.

К зоне милонитов приурочена дайка кварцевых порфиров, подвергаясь не меньшим катакластическим изменениям, чем вмещающие породы. Простираение ее совпадает с простираением разлома. Любопытно, что на всем простираении разлома дайки приурочены только к южному крылу. Все породы в зоне разлома подверглись здесь гидротермальным изменениям (карбонатизации и хлоритизации), несут признаки сульфидной минерализации (пирит, арсенопирит, молибденит); гранитоиды южного крыла претерпели, кроме того, незначительную графитизацию.

Другой сравнительно небольшой участок того же разлома изучен на левобережье р. Нора (рис. 3, б). Здесь зона разлома имеет ширину до 1000 м. В пределах ее выделяются полосы милонитов, катаклазитов и тектонических брекчий мощностью 30—80 м. Всего таких полос было отмечено пять. Четыре из них имеют крутое (65—80°) южное падение, а одна — северное (80—85°). В пределах полос отмечается интенсивная лимонитизация и окварцевание пород, а в некоторых случаях — карбонатизация. Изменения проявлены настолько сильно, что макроскопически первичный состав пород не распознается. Вне этих полос явления катаклаза выражены слабее: породы брекчированы (цемент лимонитовый), но состав их определяется без труда. Основные и средние интрузивные породы позднего палеозоя (?) в пределах зоны разлома сильно катаклазированы и иногда милонитизированы. Раннемеловые же диоритовые порфиры, локализованные в висячем боку разлома, интенсивно гнейсированы. Разгнейсование проявлено неравномерно и быстро затухает при удалении от зоны разлома.

Несмотря на то, что история развития разлома может быть достоверно установлена с мезозоя, возникновение его следует связывать с более ранними тектоническими движениями, поскольку оно, как мы полагаем, было связано с заложением палеозойского геосинклинального прогиба.

Влияние Нинни-Сагайского разлома на осадконакопление устанавливается со среднего палеозоя. Так, девонские отложения северной части Бурейского массива (Мамынского выступа) и примыкающей к нему с севера геосинклинальной зоны обнаруживают заметные различия. На Бурейском массиве девонские отложения представлены, по данным В. Ф. Зубкова, исключительно терригенными отложениями — аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью 2000 м. Одновозрастные с ними отложения геосинклинального трога в значительной мере представлены туфогенными породами псаммитового ряда, в разрезе которых спорадически наблюдаются маломощные залежи средних эффузивов. Мощность отложений превышает здесь 3000 м; накопление их шло без резких перерывов и смен фаций.

Второй этап активных движений по Нинни-Сагайскому разлому падает на мезозойское время — период новой широкой трансгрессии моря. В этот и более поздние этапы развития разлома для южного крыла преобладали восходящие вертикальные перемещения, северное же крыло интенсивно опускалось в позднем триасе, средней юре и раннем меле. На каждом этапе опускание сопровождалось накоплением мощных толщ морских (в поздней стадии — континентальных) молассоподобных отложений.

В настоящее время трудно установить, испытывало ли северное крыло в ранне- и позднеюрское время воздымания дифференцированно, или же движениями такого знака был захвачен весь регион, но то, что они происходили, бесспорно, и хорошо подтверждается различиями в разрезах и несогласиями между верхнетриасовыми и среднеюрскими и среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

Вероятно, с одной из фаз активизации движений связано становление раннемеловых интрузий габбро и гранитоидов, группирующихся в цепочки, ориентированные согласно с простираением разлома, и сопутствующих им даек среднего и кислого состава.

Наконец, еще одним этапом активизации движений вызвано интенсивное дробление пород, особенно гранитоидов южного крыла, сопровождаемое их гидротермальной переработкой, обусловившей редкометаллическую минерализацию и графитизацию.

Анализируя геологическую ситуацию района, прилегающего к разлому, нетрудно установить, что в послераннемеловое время размах перемещений достигал значительных величин — 3—5 км.

Положение Нинни-Сагайского разлома в общей структуре района, приуроченность к нему интрузий раннемеловых габброидов, а за пределами рассматриваемого района и раннемеловых эффузивов среднего состава, а также длительность геологического развития этого разлома свидетельствуют о его глубинном характере.

Чампулинский разлом протягивается от верховья р. Дел, где он приключается к Ланскому разлому, через верхнее течение р. Тукси в бассейн р. Эгор (рис. 1), косо пересекая складчатые структуры средней и верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ. Юго-восточный фланг разлома не изучен. Вероятно, в бассейне р. Эгор он примыкает к Южно-Тукурингскому разлому. Чампулинский разлом не имеет такого важного значения в развитии складчатой зоны, как описанные выше. Интересен же этот разлом тем, что он сопровождается широкой полосой проявления интенсивной складчатости и повышенного метаморфизма (зоной смятия), приуроченной исключительно к северному крылу разлома. Чампулинский разлом представляет собой мощную (до 2 км) зону трещиноватости, катаклаза и окварцевания пород. Разлом отчетливо выражен в современном рельефе. В некоторых случаях удается установить, что зона разлома имеет крутое (до 70°) южное падение.

Учитывая, что северное крыло Чампулинского разлома сложено отложениями верхнего карбона, а южное — среднего девона (?), можно предположить, что в последнюю фазу развития разлома движения по нему имели взбросовый характер. Однако на более ранних этапах развития разлома перемещения носили, по-видимому, иной знак. В частности, приуроченность зоны интенсивной складчатости и повышенного метаморфизма к северному крылу разлома дает основание предполагать, что на ранних этапах развития разлом представлял собой надвиг с односторонне направленным движением. В этом случае зону интенсивной складчатости и повышенного метаморфизма можно рассматривать как результат движений фронтальной части крупного надвига.

К сожалению, более или менее полно историю развития Чампулинского разлома восстановить невозможно из-за слабой его изученности. Тем не менее у нас нет сомнений в том, что Чампулинский разлом моложе, чем, скажем, Нинни-Сагайский и Южно-Тукурингский и не оказывал существенного влияния на осадконакопление и план складчатых деформаций. Пространственное положение Чампулинского разлома и его связь с Ланским и Южно-Тукурингским разломами позволяют предполагать, что его возникновение обусловлено сдвиговыми движениями, происходившими в позднем палеозое или раннем мезозое.

Коротко остановимся на роли рассмотренных разрывных нарушений в формировании складчатой структуры западной части хр. Джагды. Краевые разломы — Ланский и Нинни-Сагайский, а также внутренний глубинный Южно-Тукурингский разлом обусловили общее опускание прогиба Западного Джагды и его развитие в геосинклинальную стадию. Простирающие эти разломы определили генеральный план складчатых сооружений района. Иное положение занимает Чампулинский разлом: он сечет складчатые структуры под острым углом. Влияние его на складчатость проявляется в другом: этот разлом явился причиной образования наложенных дислокаций зоны смятия (плочатости и гофрировки, кливажа разлома), простирающихся в общем не соответствующих генеральному плану основной складчатости, а подчиняются простирающим

материнских разломов. В меньшей мере на образование зоны смятия оказал влияние Южно-Тукурингский разлом.

Суммируя приведенные выше данные о развитии разломов, можно уверенно говорить о том, что возраст их заложения был различным. Так, Чампулинский разлом едва ли существовал в домезозойское время. Вместе с тем большинство исследователей района западной части хр. Джагды полагает, что основная складчатость произошла здесь на рубеже палеозоя и мезозоя и, во всяком случае, не позже среднего триаса. Краевые разломы существовали как границы геосинклинального трога уже со среднего палеозоя (этим временем датируется начало осадконакопления в исследованном районе); Южно-Тукурингский разлом, связанный с Южно-Янканским и Южно-Борщевочным, возможно существовал уже в позднем докембрии, как это предполагает М. С. Нагибина (1963).

Д. И. Горжевский и Е. М. Лазыко (1961), выделяя Монголо-Охотский разлом, включали в него в пределах рассмотренного в настоящей работе района участки Южно-Тукурингского, Тукурингского и Ланского разломов, а далее к востоку — и Северо-Удокский разлом (Нагибина, 1963). Таким образом, в гипотетический Монголо-Охотский разлом включались как краевые, так и внутренние разломы Монголо-Охотской складчатой области, на что в свое время обратила внимание М. С. Нагибина (1963).

Приведенные нами данные показывают разновозрастность и различную роль разломов в формировании той части Монголо-Охотской области, которая рассмотрена в настоящей статье. Этих данных, на наш взгляд, достаточно, чтобы отвергнуть идею о выделении единого Монголо-Охотского разлома. Если же, обобщив это понятие, перейти от него к «Монголо-Охотской системе глубинных разломов», то непонятно, чем эта «система» будет отличаться от Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой области? Ведь каждая геосинклинальная область — это система глубинных разломов, движения по которым вызывали опускание какой-то территории и определяли режим осадконакопления и вулканизма, который и называется геосинклинальным.

Разрывные нарушения на западе хр. Джагды отличаются довольно четко выраженной металлогенической специализацией. С Ланским разломом связаны проявления ртути и сопутствующих ей сурьмы и мышьяка. Проводимые в последние годы поисковые работы позволяют надеяться на обнаружение здесь ртути в промышленных концентрациях. Интересно отметить, что все известные рудопроявления располагаются не в зоне самого Ланского разлома, а в его южном крыле, в сопутствующих и оперяющих нарушениях различного масштаба и характера.

С Южно-Тукурингским разломом связаны проявления рудного золота. Золоторудная минерализация концентрируется здесь как в оперяющих и сопровождающих трещинах, так и в лежащих непосредственно в зоне разлома кислых интрузивных породах пиканского комплекса, претерпевших интенсивные катакластические изменения. Генетически и пространственно связанные с этим разломом тела основных и средних пород пиканского комплекса часто несут признаки рудной минерализации в виде хромита и ильменита; отмечены проявления асбеста.

С Нинни-Сагаянским разломом связаны незначительные проявления редких металлов и графита. Сопутствующие этому разлому тела раннемеловых основных и средних пород несут титановое оруденение, иногда со значительным содержанием, но ничтожное по масштабам.

Для Чампулинского разлома пока отмечалась лишь незначительная ртутная и золоторудная минерализация.

В настоящее время рудоконтролирующее значение описанных разломов изучено совершенно недостаточно, и в будущем это значение может быть оценено весьма высоко.

Литература

- Богданов Н. А. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 35 (6), 1960.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байданжайского антиклинория. Части III и IV, Изд-во АН СССР, 1963.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотской глубинный разлом. Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Забродин В. Ю. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Д. Восток). Геотектоника, № 1, 1967.
- Кириков Д. А., Модзалевская Е. А. Палеозойские и допалеозойские отложения бассейна р. Зеи. Сов. геология, № 3, 1959.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и юга Амурской области. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., вып. 37, Л., 1960.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части советского Дальнего Востока. Изд-во АН СССР, 1953.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры», Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 79, 1963.
- Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, Госгеолтехиздат, 1956.
- Рудник В. А., Алексеев Л. М. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хребта Тукурингра-Джагды на Дальнем Востоке. В кн. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.

Дальневосточное территориальное
геологическое управление
Хабаровск

Статья поступила
26 февраля 1968 г.

УДК 551.243 (477.7)

Я. П. МАЛОВИЦКИИ

**ОБ ОСНОВНЫХ СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫХ ДИСЛОКАЦИЯХ
ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Развиваются идеи А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других исследователей о существовании крупных субмеридиональных зон воздыманий и опусканий, которые охватывают все тектонические области юга Европейской части СССР: платформы, геосинклинальные области, впадины внутренних морей. Зоны воздыманий и погружений хорошо фиксируются в мощностях осадочных отложений, рельефе поверхности кристаллического фундамента. Высказано мнение о связи субмеридиональных структур с направлением дислокаций древних, докембрийских структурных этажей.

В современном структурном плане юга Европейской части СССР отчетливо наблюдается сочетание субширотной (кавказской) зональности тектонических элементов с поперечными к ним субмеридиональными (антикавказскими) волнами поднятий и опусканий, причем эти поперечные ундуляции охватывают самые различные по генезису тектонические зоны. Еще А. П. Карпинский (1894, 1939) обратил внимание на то, что геологическое развитие Европейской части России происходило через смену широтных и меридиональных опусканий и воздыманий. На важную роль субмеридиональных дислокаций в структуре Кавказа и Предкавказья указывали многие другие исследователи. Конкретное проявление таких направлений обычно видят либо в субмеридиональных разломах, секущих различные элементы кавказского простириания, либо в поперечных выступах типа Ставропольского, Симферопольского, Сальского и т. д.

Н. С. Шатский (1948), вслед за А. Д. Архангельским (1923), придал субмеридиональным структурам более глубокий смысл. Эти исследователи обратили внимание на то, что крупные поперечные дислокации положительного и отрицательного знака охватывают и платформы с разновозрастным фундаментом, и альпийскую геосинклинальную область. Региональные субмеридиональные структуры — это особые элементы земной коры, имеющие глубокое заложение и достаточно древний (по Н. С. Шатскому, палеозойский) возраст. Накопленные материалы по тектонике основных структурных этажей в пределах юга Европейской части СССР свидетельствуют, что субмеридиональные направления дислокаций характерны только для внутренней структуры самых древних, преимущественно докембрийских комплексов. Это со всей очевидностью устанавливается по геофизическим и геологическим данным на Украинском щите (Кужелов, 1957, Тяпкин, Нечаев, Харитонов, Беланов, Козубская, Волкова, Луревич, Бабчук, Распопова, 1966). Г. К. Кужелов (1957) отмечает, что такое простириание характерно как для складчатых структур древнего фундамента (антиклинориев и синклинориев), так и для глубинных разломов, зародившихся еще в геосинклинальную стадию развития Украинского щита. Сходная картина наблюдается и в наиболее повышенной части Воронежского выступа, где

гравитационные и магнитные аномалии связаны с внутренней структурой докембрийского этажа и имеют северо-западные и субмеридиональные простирания. Третьим районом, где субмеридиональная ориентировка структур древних тектонических этажей проявляется достаточно отчетливо, является Карабогаз-Среднекаспийский кристаллический блок. Таким образом, во всех участках юга Европейской части СССР, где внутреннее строение нижнего этажа фундамента может быть разгадано с помощью геофизических и геологических методов, складчатые и дизъюнктивные дислокации этого комплекса имеют субмеридиональное или близкое к нему направление.

О допалеозойской истории развития и внутренней структуре кристаллического фундамента на большей части территории, которая была переработана более молодыми (герцинскими и альпийскими) движениями, уверенных фактических данных еще не накоплено. Однако имеющиеся материалы показывают, что субмеридиональные складчатые системы и глубинные разломы архея и протерозоя продолжались на юг через всю рассматриваемую область и, возможно, имели связь с аналогичными структурами Аравийской платформы. Это подтверждается наличием глубоких разломов, которые секут вкрест палеозойскую и альпийскую складчатую структуру и в то же время являются прямым продолжением разломов, установленных в докембрийской структуре Украинского щита (Соллогуб, Чекунов, 1963; Соллогуб, Гаркаленко, Чекунов, 1965; Маловицкий, 1964; Лебедев, 1965). Со всей отчетливостью это видно на территории сравнительно хорошо изученных Азовского моря, Крыма, северо-западной части Черного моря. Более того, имеющиеся факты свидетельствуют, что складчатые структуры докембрия, погружаясь под палеозойский геосинклинальный комплекс, в виде субмеридиональных тенденций проявляются в палеозойской и мезозойской истории развития и, соответственно, в современном структурном плане этих этажей. Свидетельством того, что допалеозойские дислокации были распространены повсеместно, является также установление антикавказских направлений складчатости на участках, где древние комплексы приближены или выведены на земную поверхность среди общего поля развития герцинских и альпийских структур.

В палеозойский этап развития, который, вероятно, был отделен от более раннего длительным перерывом и общим поднятием, произошла кардинальная перестройка общего направления тектонических движений с субмеридионального (антикавказского) на субширотное (кавказское) (Хаин, 1962; Архипов, Муратов, Постельников, 1964). Структурная перестройка совершалась, по-видимому, в рифее путем заложения планетарной системы субширотных глубинных разломов, обусловивших образование Тетиса и связанных с планетарными причинами. В палеозойскую эру геосинклинальные прогибы юга Европейской части СССР имели субширотное, кавказское простирание (Дубинский, 1956; Летавин, 1959, 1960; Мирчинк, Летавин, Маловицкий, 1963).

В мезо-кайнозойский этап в пределах рассматриваемой территории выделяются области с тремя типами тектонического развития — платформенным, геосинклинальным и свойственным впадинам внутренних морей. Платформенное развитие испытывает южная окраина докембрийской Восточно-Европейской платформы и эпигерцинская Скифско-Туранская платформа. Мезо-кайнозойский этап был для этих зон единым крупным циклом тектогенеза. Основным направлением процесса развития (Крылов, Летавин, 1959; Мирчинк, Крылов, Летавин, Маловицкий, 1959) здесь явилось постепенное вовлечение в фиксированные погружения на каждом новом этапе все новых участков платформенной территории вплоть до эоцена. С олигоцена началось постепенное расширение общих поднятий и сокращение областей седиментации. На территории более хорошо изученного Предкавказья отчетливо проявляются два на-

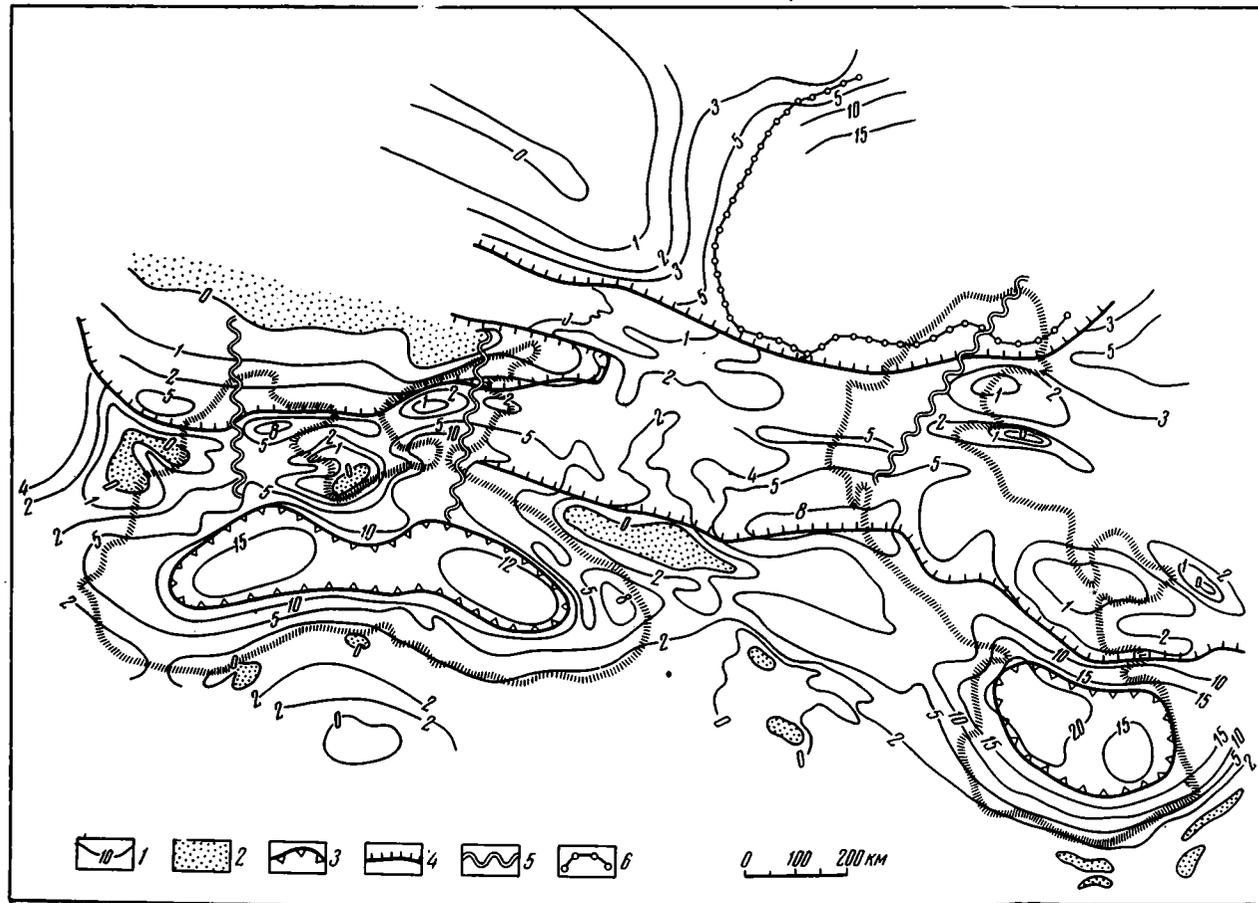


Рис. 1. Структурная схема подошвы осадочного слоя (поверхности консолидированной части земной коры). Составил в 1963 г. Я. П. Маловицкий с учетом данных А. А. Борисова, Н. А. Крылсва, А. И. Летавина, Ю. П. Непрочнова, В. Б. Соллогуба, А. А. Сорского и других исследователей

1 — изогипсы подошвы осадочного слоя (поверхности консолидированной части земной коры); 2 — обнажения фундамента на поверхности; 3 — контуры областей отсутствия «гранитного» слоя; 4 — системы глубинных разломов на границах платформ; 5 — некоторые субмеридиональные глубинные разломы; 6 — граница солянокупольной области Северо-Каспийской (Прикаспийской) впадины

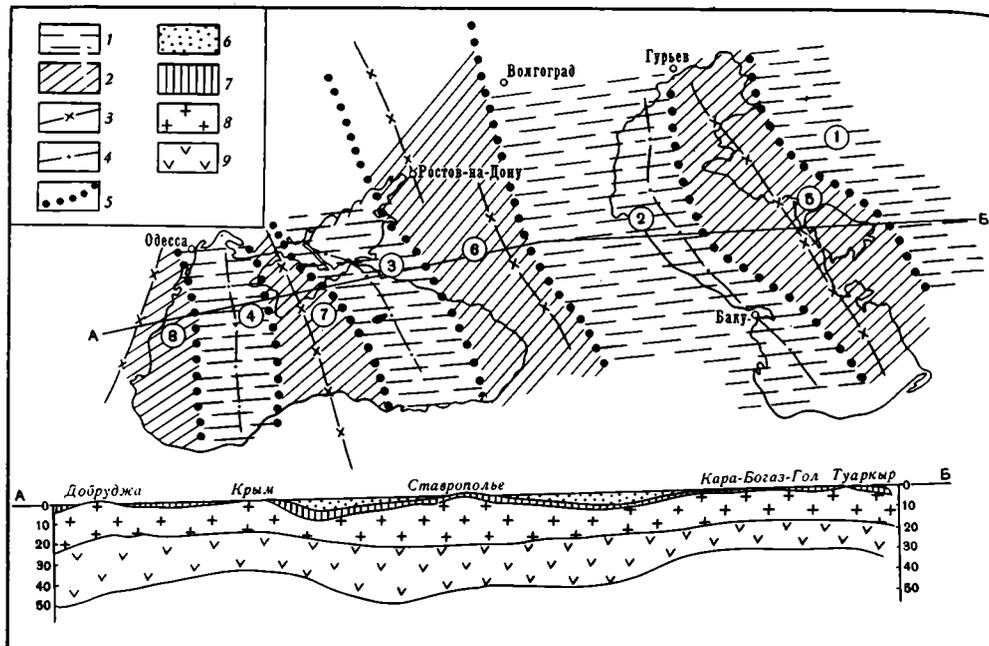


Рис. 2. Схема расположения основных субмеридиональных суперструктур и схематический разрез земной коры

1 — отрицательные суперструктуры (зоны погружений); 2 — положительные суперструктуры (зоны воздыманий); 3 — осевые линии положительных суперструктур; 4 — то же, отрицательных; 5 — границы суперструктур; 6—9 — на разрезе: 6 — кайнозой; 7 — мезозой; 8 — «гранитный» слой; 9 — «базальтовый» слой. Цифрами на схеме обозначены: Отрицательные суперструктуры (зоны погружений): 1 — Казахско-Туркменская, 2 — Каспийская, 3 — Азовская, 4 — Западно-Черноморская; положительные суперструктуры (зоны воздыманий): 5 — Восточно-Каспийская, 6 — Ставропольско-Воронежская (Центральная), 7 — Крымская, 8 — Добруджинская

правления общих погружений и связанных с ними трансгрессий — с юга и востока. В докелловейский, келловей-аптский и верхнеплиоценово-четвертичный этапы (т. е. периоды наибольших поднятий) преобладали субмеридиональные (антикавказские) опускания, развивающиеся из Каспийской зоны погружений. Верхнемеловой, майкопский и среднемиоценово-среднеплиоценовый этапы характеризовались субширотными кавказскими простираниями границ бассейнов. Структурный план, сформировавшийся в результате мезо-кайнозойского этапа развития, имеет в основном субширотную, кавказскую ориентировку. В то же время, как это видно на схематической карте рельефа доюрского основания (рис. 1), отражающей суммарный эффект тектонических движений альпийского цикла, на фоне общей субширотной структуры отчетливо выделяются крупные субмеридиональные (антикавказские) поднятия и понижения, которые прослеживаются широкими полосами и пересекают все основные зоны субширотной ориентировки.

Основные из таких структур, которые мы в дальнейшем будем называть положительными и отрицательными суперструктурами или зонами воздыманий и зонами погружений, показаны на рис. 2.

Казахско-Туркменская отрицательная суперструктура расположена в крайней восточной части рассматриваемой территории и заходит в ее пределы только своей окраинной частью. Она занимает депрессионную зону между Центрально-Каракумским и Карабогазским сводами, простирается далее на север в пределы Устюрта. Восточно-Каспийская положительная суперструктура охватывает Карабогаз — Средне-Каспийский блок, Мангышлак, Бузачи и Северо-Каспийское поднятие. В ее пределах подошва юры залегает на глубинах до 2—3 км и только в наиболее прогнутых частях некоторых прогибов (Южно-Мангышлакский)

опускается до 4 км. Каспийская зона погружений, являющаяся одной из самых крупных отрицательных суперструктур, охватывает западную часть Каспийского моря, все восточное Предкавказье и наиболее опущенную часть кряжа Карпинского. Отметки подошвы мезозоя в этой зоне достигают 4—5 км и более и только в наиболее поднятой части (кряж Карпинского) воздымаются до 2 км. Ставропольско-Воронежская (или Центральная) положительная суперструктура — наиболее крупная зона воздымания на всей рассматриваемой территории. Она охватывает все Центральное и значительную часть Западного Предкавказья, Донецкий бассейн продолжается на Воронежский выступ. Палеозойские образования обычно залегают в пределах выделенной зоны от обнажений на поверхности до глубин 2,0—2,5 км и только в некоторых депрессиях (Кропоткинская, Гудиловская) опускаются глубже. Азовская зона погружений занимает большую часть Азовского моря, Керченский и Таманский полуострова и восточную часть Крымского полуострова (Сиваша). Эта в общем опущенная зона характеризуется достаточно сложной дифференциацией; здесь наряду с глубокими депрессиями (до 6—10 км), составляющими большую часть отрицательной суперструктуры, имеются и поднятые участки (Азовский вал). Крымская зона воздыманий охватывает в основном Крымский полуостров. В этой зоне отчетливо можно наметить осевую линию, проходящую примерно по направлению Ялта—Симферополь — Новоселовка — Перекопский перешеек, в пределах которой мощность платформенного комплекса сильно сокращена по сравнению с прилегающими с запада и востока районами. Западно-Черноморская отрицательная суперструктура занимает северо-западный сектор Черного моря и включает глубокий Каркинитский прогиб и тектоническую депрессию между Крымом и Добруджей. Добруджинская положительная суперструктура расположена на западном берегу Черного моря и протягивается от Северо-Болгарского поднятия на Добруджу.

Четкая субмеридиональная зональность наблюдается и в пределах краевой подвижной зоны эпигерцинской платформы (Мирчинк, Крылов, Летавин, Маловицкий, 1966). Здесь в полосах отрицательных суперструктур расположены глубокие краевые прогибы (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский) с глубинами залегания фундамента до 10—12 км, а зонам воздыманий соответствуют крупные поперечные поднятия с весьма специфическими особенностями истории геологического развития (Горный Крым, Северная моноклинал центрального Кавказа, Кубадаг-Большебалханское поднятие).

Геосинклиальный тип развития в мезо-кайнозойе был характерен для зон Эльбруса, Малого Кавказа, Понтийской и Балканской систем, которые составляли одну ветвь всей громадной альпийской области, а также для Большого Кавказа, который является крупной окраинной ячейкой геосинклиальной области. История геологического развития этих систем подробно рассматривается в капитальных исследованиях В. В. Белоусова (1939), В. Е. Хаина и Л. И. Леонтьева (1950), М. В. Муратова (1949), А. Н. Шарданова (1959), П. И. Калугина (1956) и многих других геологов. Мы обратим внимание только на один аспект, имеющий прямое отношение к рассматриваемой проблеме. Многие исследователи (Кириллова, Сорский, 1956; Кашкай, Тамразян, 1956 и др.) подчеркивали, что наряду с преобладающей субширотной (кавказской) зональностью тектонических элементов Большой Кавказ в суммарном итоге, мезо-кайнозойского развития дифференцировался на три части, разделенные субмеридиональными линиями: западную, опущенную часть (глубины до подошвы юры 6—8 км), центральный, резко повышенный блок (доюрское основание выходит на дневную поверхность на отметках выше 2 км) и восточную опущенную ступень, где доюрский фундамент залегают на глубинах 4—5 км ниже уровня моря (см. рис. 1). Характерно, что эти основные поперечные блоки примыкают с юга к совпадающим с ними по

знаку зонам погружений и воздыманий Предкавказья и, таким образом, органически входят в состав соответственно Азовской зоны погружений, Ставропольско-Воронежской положительной суперструктуры и Каспийской зоны погружений.

Характер тектонического развития, свойственный впадинам внутренних морей, в альпийском цикле испытывали Черноморская и Южно-Каспийская депрессии. Под этим режимом развития мы понимаем образование в пределах континентального (преимущественно платформенного) участка земной коры новых, интенсивно прогибающихся глубоких депрессий, в которых происходит изменение физических свойств и, по-видимому, в какой-то степени состава глубоких геосфер земной коры (базификация, исчезновение «гранита»). Детали глубинного строения этих зон выяснены еще очень слабо. Однако имеющиеся данные позволяют в какой-то мере найти и здесь соответствие с выявленной на более северных участках субмеридиональной зональностью. Наиболее четко это соответствие наблюдается в Южном Каспии. Его восточную половину занимает обширный максимум аномалий силы тяжести, который, по нашему мнению, соответствует подъему поверхности Мохоровичича, глубинных «слоев» земной коры и фундамента. Зона этого максимума расположена в одной субмеридиональной полосе с Восточно-Каспийской положительной суперструктурой. Фундамент здесь залегает на глубине около 15 км. В западной части Южного Каспия, по данным ГСЗ (Гальганц, Гальперин, Косминская, Кракшина, 1958), фиксируется глубокий прогиб глубинных границ, которому соответствует региональный минимум силы тяжести. Мощность осадочного комплекса здесь достигает 20—25 км. Эта часть Южно-Каспийской впадины находится на продолжении осевой полосы Каспийской зоны погружений. Примерно такие же соотношения наблюдаются и в Черном море. Здесь на продолжении Азовской и Западно-Черноморской зон погружений располагаются крупные впадины с глубинами залегания фундамента 13—15 км, которым, однако, соответствуют региональные максимумы аномалий силы тяжести, связанные с поднятиями подкоровых масс. Новые данные ГСЗ (Непрочнов, 1962) показывают, что на продолжении Крымской положительной суперструктуры в глубоководной котловине имеется поднятие маломощного гранитного слоя (поднятие Андрусова). Западному и восточному черноморским максимумам соответствуют наибольшие мощности осадочной толщи. Все эти чрезвычайно любопытные данные указывают на то, что имеет место определенная связь между расположением субмеридиональных суперструктур, глубинным строением земной коры и ее выраженностью в гравитационном поле.

Субмеридиональные зоны воздыманий и погружений хорошо выражены в крупных геоморфологических элементах современной поверхности Земли.

Зоны погружений и воздыманий отчетливо проявляются не только в современном структурном плане разных этапов земной коры, но представляя собой также структуры генетические, игравшие важную роль в геологической истории юга Европейской части СССР. Имеющиеся материалы указывают, что в период общего опускания в погружение вовлекались также крупные поднятия, однако нисходящие волны распространяются из древних зон опусканий. В период же общего поднятия в связанной с ними регрессии из-под уровня моря в первую очередь выходили элементы, обладавшие общей тенденцией к воздыманиям. В областях с тенденцией к опусканию дольше всего сохраняются остаточные от огромных морей бассейны, каким, например, является Каспий. Таким образом, отрицательные суперструктуры могут быть охарактеризованы как зоны с устойчивой во времени тенденцией к погружениям, что фиксируется в разрезе повышенной мощностью осадочных толщ и соответствующими фациями отложений.

Роль субмеридиональных суперструктур в процессе исторического развития заключается также в том, что зоны древних погружений активно воздействуют на субширотные зоны более молодых деформаций, вызывая их затухание при приближении к осевой части суперструктуры. Через нее переходят, не претерпевая существенных изменений, только некоторые наиболее устойчивые субширотные структуры.

Подведем основные итоги по рассмотренным вопросам. Приведенные данные показывают, что в основе субмеридиональных элементов тектоники юга Европейской части СССР лежит влияние древнего (в основном архейско-протерозойского) направления дислокаций. Подтверждение этому мы находим во внутренней структуре древних толщ фундамента на всех участках, где ее можно установить. Субширотные дислокации, свойственные направлениям герцинской и альпийской эпох тектогенеза, являются более молодыми новообразованиями, возникшими после кардинальной перестройки общего плана движений в начале палеозоя. Таким образом, субмеридиональные дислокации в южной половине России следует рассматривать как проявление древних направленных движений, а субширотные — как более молодых, в основном герцинских и альпийских. Сложное сочетание движений двух направлений приводит к тому, что при преобладающем субширотном простирании структурных зон герцинского и альпийского времени, слагающих верхний этаж земной коры, достаточно четко проявляются и колебания субмеридиональные. Структуры этого направления — это особые структуры, которые секут геосинклинали, платформы и мегавпадины, что еще более укрепляет мнение о связях этих дислокаций с древними, докембрийскими структурами юга Европейской части СССР.

Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., Госиздат, 1923.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития альпийской геосинклинальной области. В сб. «Гималайский и Альпийский орогенез», Изд-во «Недра», 1964.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. ЦНИГРИ, ч. 1, вып. 108, 1938; ч. 2, вып. 121, 1940; ч. 3, вып. 126, 1939.
- Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным ГСЗ. Докл. АН СССР, т. 123, № 3, 1958.
- Дубинский А. Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна. Материалы Всес. н.-н. геол. ин-та, вып. 14, Госгеолиздат, 1956.
- Калугин И. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. Ин-та геол. АН ТуркмССР, т. 1, Ашхабад, 1956.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1, 1894.
- Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Собр. соч., т. 2, Изд-во АН СССР, 1939.
- Кашкай М. В., Тамразян Г. П. Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр. сов. по тект. Альп. склад. обл. юга СССР. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1956.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента. Тр. Сов. по тект. Альп. склад. обл. юга СССР. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1956.
- Крылов Н. А., Летаев А. И. О геологическом развитии Предкавказья и Южной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 125, № 6, 1959.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. Сов. геология, сб. 59, 1957.
- Лебедев Г. С. Зоны основных глубинных разломов Черноморско-Азовского района. Геофиз. сб., вып. 3. (14). Изд-во «Наукова думка», Киев, 1965.
- Летаев А. И. Новые данные о складчатом основании Предкавказья. Новости нефт. техн. и геологии, № 7, 1959.
- Летаев А. И. Краткая литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Предкавказья. Тр. МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, вып. 27, Гостоптехиздат, 1960.
- Маловицкий Я. П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дис., М., 1964.

- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Основные черты мезо-кайнозойского развития юга Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 127, № 5, 1959.
- Мирчинк М. Ф., Летавин Н. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника юга Европейской части СССР. В сб. «Геологическое строение и нефтегазонасыщенность эпигерцинской платформы юга СССР». Изд-во «Наука», 1966.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР. Тектоника СССР, т. 2, Изд-во АН СССР, 1949.
- Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостехиздат, 1962.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение равнинного Крыма и присивашья по геофизическим данным. В сб. «Материалы геофиз. исслед. Украины», Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
- Сологуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д., Беланов В. М., Козубская Г. Е., Волкова В. Ф., Гуревич Б. Л., Бабчук Ф. Г., Распопова М. Г. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
- Хаин В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1962.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 25, вып. 3 и 4, 1950.
- Шарданов А. Н. Современная структура Предкавказья и Степного Крыма. Геология нефти и газа, № 9, 1959.
- Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт морской геологии и
геофизики

Статья поступила
20 июня 1967 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24

В. П. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЫ

I. В геологической литературе до сего времени еще нет четкой и общепризнанной классификации структурных элементов земной коры и, в частности, платформенных тектонических структур.

Больше того, существует путаница в порядковой классификации тектонических структур, часто одни и те же структуры относят то к первому, то ко второму порядку, а разные по генетическим и морфологическим признакам структуры — к одному и тому же порядку, подразумевая под порядком только размерность или морфологию.

Например, в работе А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Ханна «Основные структурные элементы земной коры», подготовленной в 1963 г. к Всесоюзному тектоническому совещанию в Москве, к структурам первого порядка отнесены на современных континентах геосинклинальные области, затем платформы молодые (квазикратоны) и древние (кратоны), а также океанические впадины (талассократоны). Одновременно в опубликованных для обсуждения «Материалах к тектоническому словарю», под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Ханна и С. С. Шульца, к структурам первого порядка уже относятся только части основных структурных элементов земной коры: антеклизы и синеклизы.

Д. В. Наливкин в своем учебнике «Геология СССР» 1962 г. антеклизы и синеклизы относит в основном по морфологическим признакам тоже к первому порядку, а своды и другие сходного размера структуры — ко второму порядку. В то же время в других современных работах к структурам первого порядка относят те же своды и впадины, а также выступы и даже увалы и рвы, т. е. небольшие блоки и прогибы в фундаменте, являющиеся частями антеклиз или синеклиз.

Естественно, что относить к одному порядку такие структуры, как платформы или геосинклинальные области и одновременно небольшие поднятия или прогибы в фундаменте платформ совершенно нелогично ни по генетическим, ни по морфологическим признакам. Надо сказать, что рассматривать структуры земной коры только по морфологическим признакам неверно, так как это не увязывается с процессами развития нашей планеты.

Сейчас классифицировать структуры только по их морфологии уже нельзя, и поэтому автор предлагаемую классификацию начинает с крупнейших генетических образований (порядков), а затем выделяет в их пределах группы по морфологическим признакам.

Платформы и геосинклинали, надо полагать, как на континентах, так и в океанических впадинах образуются в силу глобальных тектонических процессов, т. е. проявления эндогенных сил, связанных с движением и дифференциацией вещества мантии, во всяком случае в ее верхней части. Немалую роль в образовании крупнейших и основных структур земной коры, по-видимому, играло неравномерное движение планеты и перемещение полюсов, а в связи с этим стягивание и концентрация легких — силикатических продуктов дифференциации вещества коры к областям континентов и оставление симатических продуктов — первичного базальта в области океанических впадин.

В образовании отдельных разной величины поднятий или прогибов в фундаменте платформ несомненно играют роль уже не глобальные, а локальные напряжения, разрядка которых носит очаговый или местный характер.

По величине такие структуры, как геосинклинальные области или платформы, подразделенные на щиты и плиты и занимающие по площади миллионы квадратных километров, совершенно не соизмеримы со структурами типа сводов, выступов, впадин, отдельных поднятий и прогибов в фундаменте, так как последние, например на Восточно-Европейской платформе, редко превышают 100 тыс. км² (Токмовский свод — 130—150 тыс. км²). Обычно они не превышают десятков тысяч километров.

В чехле платформ некоторые довольно крупные структуры, например Камско-Кижельскую впадину, многие исследователи относят тоже к структурам первого порядка, другие же прогибы аналогичного происхождения, только меньшего размера, к структурам второго порядка. С этой точки зрения не лишена недостатков и морфологиче-

ская классификация платформенных структур, рассмотренная в марте 1963 г. на тектоническом совещании при ВНИГРИ, основанная только на размерах структур. В ней также в один порядок с общезвестными сводами помещены и отдельные валы и прогибы в чехле. Однако классифицировать структуры платформенного чехла однозначно со структурами фундамента, вообще, совершенно нелогично. Кроме того, эта классификация очень многочисленна по подразделениям, семь по вертикали (по размерности) и до двенадцати по горизонтали (по форме). Поэтому эта классификация очень сложна для использования.

Как указывалось выше, развитие основных структур земной коры зависит от глобальных процессов — от напряжений, возникающих в глобальном и отчасти локальном масштабах и в первую очередь отражающихся на деформациях земной коры, которая состоит из двух слоев: «гранитного» и «базальтового». Тектонические процессы здесь крупномасштабны, а формы дислокаций в платформенных областях имеют нередкую блоковый характер. Совершенно иной тип дислокаций развивался в платформенном чехле, во-первых, потому, что средняя мощность осадочного чехла по отношению к твердой земной оболочке (основанию) слишком мала, чтобы в нем могли развиваться напряжения, одинаковые с происходящими в мощном кристаллическом основании и в верхней мантии, во-вторых, потому, что породы чехла — в основном пластические, в большинстве случаев пропитанные водой, а иногда битуминозными — органическими веществами, и сравнительно легко поддающиеся деформации от любого давления. Поэтому образующиеся структуры в чехле принципиально отличны от структур фундамента и по морфологии, и по величине, и по ряду других признаков. Обычно осадочными породами заполняются или низелируются отрицательные и положительные структуры фундамента. В чехле возникают и собственные напряжения, которых нет и не может быть в основании, так как они связаны с литологическими свойствами осадочных пород, благодаря которым развиваются, например, структуры соляной тектоники, структуры обрушения и т. д.

Как отмечают многие исследователи, большая часть структур чехла произошла в результате восприятия им движений кристаллического основания — фундамента; они образовались путем трансформации движений его, т. е. представляют вторичные образования в верхнем структурном этаже в результате тектонических напряжений, возникших ниже поверхности фундамента.

При построении классификации тектонических структур следовало бы как-то учитывать и исторический фактор, ведь в разное время образуются разные по площади и по амплитудности структуры. Надо бы так же находить аналогию и на других планетах, учитывая, в частности, данные по Венере и по нашему спутнику — Луне.

II. Из изложенного выше вытекает необходимость и целесообразность создания, на основе сложившихся тектонических определений, единой генетическо-морфологической классификации платформенных структур. Однако ее нельзя строить в отрыве от тектонических структур лика планеты, поэтому в начале ее предлагаем поместить главнейшие структурные элементы земной коры.

Эти главнейшие или крупнейшие структуры земной коры, к которым в составе континентов и океанов относятся платформы и геосинклинали, отражают в пространстве и во времени результаты развития Земли как планеты. Их целесообразно выделить в высший порядок или класс, в котором основной причиной геотектогенеза являются глобальные напряжения в земной коре, связанные главным образом с силами сжатия и растяжения, т. е. с движениями, создающими наиболее крупные структуры лика Земли. Корни этих напряжений, как отмечалось, уходят в глубь планеты, а не только в верхнюю мантию, и имеют глубину заложения в пределах первой (а, может быть, и больше) сотни километров.

В этом порядке, как и в последующих, структуры могут быть расположены уже по морфологическому признаку, в первую очередь по величине. Итак, в составе высшего порядка к самым крупным структурам Земли следует отнести континенты и океанические впадины с амплитудой опусканий и поднятий в 20—22 км, вслед за ними — платформы и геосинклинальные области, а затем — шиты и плиты как части платформ с амплитудой первых примерно 10—14 км, вторых 5—8 км.

Все эти структуры высшего порядка являются предметом рассмотрения главным образом теоретической геологии. В практической деятельности геология, в первую очередь нефтяная, имеет дело со структурами, которые большинство исследователей называют структурами первого порядка, являющиеся последующим в предлагаемой нами классификации. На платформах сюда относят антеклизы и синеклизы, в складчатых областях соответственно антиклинории и синклинории. В переходной зоне между платформами и геосинклиналями сюда относятся обширные погруженные части, тяготеющие к платформам¹, и передовые прогибы, тяготеющие к геосинклинальным областям (в них вместе с глубоким прогибанием фундамента отмечаются и глыбовые поднятия).

В создании этих структурных форм лежат несколько иные причины тектогенеза, которые в общем процессе колебательных движений и сочетания растяжения и сжатия с горизонтальными напряжениями относятся к локальным напряжениям и процессам, происходящим в земной коре и в верхней мантии в виде очагов или зон. Такие очаговые напряжения, приуроченные, по-видимому, в первую очередь к неровностям

¹ В них наряду с впадинными участками выделяются и приподнятые части платформ, например на востоке Восточно-Европейской платформы — Башкирский и Оренбургский своды.

Генетическо-морфологическая классификация структурно-тектонических элементов земной коры

Порядковая принадлежность структурно-тектонических элементов	Причина образования структур	Глубинность и площадь приуроченность структур	Морфология, величина и амплитуда структур	Название основных типов структур	
				положительные	отрицательные
Высший порядок или класс	Глобальные напряжения и процессы в мантии земли, включая дифференциацию вещества и неравномерное движение планеты	Земная кора в целом	Крупные с амплитудой до 20—22 км Средние с амплитудой до 10—14 км Мелкие с амплитудой до 3—8 км	Континенты Платформы Щиты	Океанические впадины Складчатые зоны Плиты
Первый порядок или класс	Локальные, очаговые напряжения в верхней мантии и, возможно, в коре	Фундамент и осадочный чехол платформ (вместе с щитами и плитами)	Крупные с амплитудой до 3—5 км Средние с амплитудой 2—3 км Мелкие с амплитудой сотни метров	Антеклизы Своды, выступы Блоки горсты, «гряды» Антиклинории	Синеклизы Впадины Прогибы, грабены Синклинории
Второй порядок или класс	Отражение движений отдельных блоков фундамента	Осадочный чехол платформ	Крупные с амплитудой до 200—300 м Средние с амплитудой до 100 м Мелкие с амплитудой до 20—50 м	Крупные валы Валы и поднятия Плакантиклина-ли, брахантиклина-ли (отдельные структуры)	Небольшие впадины и прогибы Прогибы депрессии Плаксинклина-ли, брахисинклина-ли. Структурные носы и т. п.
Третий порядок или класс	Причины, связанные с литологическим составом пород и экзогенными процессами	Отдельные участки в осадочном чехле платформ			Структуры соляной тектоники и прочие структурные формы в осадочных породах (структуры: обрушения, облекания, воздействия ледника и т. д.)
Четвертый порядок или класс	Линейные дислокации в силу эндогенных процессов	Кристаллическое основание платформ и отчасти осадочный чехол			Разломы в фундаменте разного типа, глубины и возраста. Флексуры в чехле

линии раздела Мохоровичича, бывают разного масштаба, силы и глубины заложения, не превышающей в районе платформ 25—40 км.

Изложенное выше относится к качественной — генетической стороне классификации тектонических элементов первого порядка, которые создаются в фундаменте платформ или геосинклинальных областей с последующим длительным по времени развитием осадочных деформаций. Что касается количественной морфологической стороны, то здесь к крупным структурам относятся: антеклизы и синеклизы — огромные структуры, простирающиеся в поперечнике на сотни километров, а иногда и больше, с амплитудой прогиба до 3—4, реже 5 км, а также крупнейшие авлакогены, например Пачелмский, разделяющий Воронежскую и Волго-Уральскую (лучше «Волжскую») антеклизы. К средним по величине структурам относятся своды или сводовые поднятия, выступы, впадины, более мелкие авлакогены, являющиеся частями антеклиз или синеклиз, или переходных зон с амплитудой прогиба 1,5—2,0 км, реже до 3 км, и, наконец, к мелким структурам в этом порядке или классе относятся небольшие поднятия и депрессии в фундаменте в виде блоков, горстов, увалов, гряд, прогибов и грабен, амплитуда прогибания которых измеряется уже только сотнями метров.

Таким образом, все площадные структурные элементы земной коры и в «гранитной», и в «базальтовой» оболочках, первопричиной создания которых являются эндогенные процессы, присущие Земле как планете и проявляющиеся глобально или локально, относятся к высшему и первому порядкам или классам генетической-морфологической классификации.

Что касается структурно-тектонических элементов, развитых в осадочном чехле молодых и древних платформ, то, как указывалось выше, они представляют собой вторичные образования в верхнем структурном этаже в результате переработки тектонических напряжений, возникших ниже поверхности фундамента; поэтому все структуры чехла, в том числе крупные, средние и мелкие, в генетическо-морфологической классификации логичнее относить ко второму порядку или классу.

Внутри этого порядка к крупным структурам могут быть отнесены такие впадины в осадочном чехле, как Камско-Кинельская или система сооружений Вятского вала, к средним — большинство валов платформ и, наконец, к мелким формам — отдельные плакантиклиналы, брахискладки, структурные носы и другие аналогичные структуры. Амплитуда первых определяется двумя-тремя сотнями метров, вторых (средних) — до ста метров, а отдельных структур — обычно десятками метров.

В осадочном чехле на платформах развита еще одна характерная группа структур, имеющая особый генезис, связанный не с эндогенными процессами, а исключительно с литологическими особенностями пород, например структуры соляной тектоники. Их также следует выделить в особый порядок — третий, куда целесообразно включить и структуры выщелачивания (обрушения), сползания и все тому подобные структурные образования, связанные с экзогенными процессами и развивающимися в связи с ними напряжениями.

III. Сказанным выше не исчерпывается порядковая классификация структур.

Наряду с площадными структурными формами в практике мы встречаемся и с линейными формами проявления тектогенеза, куда относятся различного рода разломы, по величине крупные или небольшие, по заложению глубокие, вплоть до верхней мантии, или мелкие, по возрасту древние и молодые.

Поскольку разломами нередко захватывается не только фундамент, но и чехол, где часто образуются флексуры, то они относятся и к верхнему и к нижнему структурным этажам, поэтому ни к первому, ни ко второму, ни, конечно, к третьему порядкам в классификации структур они не могут быть отнесены.

Целесообразно линейные формы структур объединить в отдельном четвертом порядке структурной классификации и систематизировать их в этом порядке или по глубине заложения, или по протяженности (глубокие или мелкие, большие, средние и малые размеры и т. д.).

IV. Резюмируя изложенное выше, можно установить, что порядковая классификация тектонических элементов земной коры не есть просто количественная морфологическая характеристика структур, как это казалось бы с внешней стороны и как это обычно принималось раньше и предлагалось даже в недавнее время¹. В основу предлагаемой классификации кладется генетический признак, т. е. качественная сторона процесса, в связи с чем возможно систематизировать и четко разграничить уже морфологически — по размерам в разных порядках — все структуры земной коры (таблица). При этом крупнейшие структуры глобального порядка выделяются в высшем порядке (классе); все структуры, корни которых уходят глубоко в фундамент, объединяются в первом порядке; структуры, образовавшиеся в осадочном чехле платформ, вследствие отражения или трансформации подвижек отдельных блоков и участков фундамента, систематизируются как вторичные, во втором порядке; все структуры, связанные с экзогенными процессами и литологическими свойствами пород (соляная тектоника и т. д.), отнесены к третьему порядку и, наконец, линейные структуры типа разломов отнесены в особый, четвертый порядок.

¹ В. Д. Наливкин. О морфологической классификации платформенных структур. Геология нефти и газа, № 8, 1962. Решение Межведомственного совещания при ВНИГРИ в марте 1963 г., Геология нефти и газа, № 11, 1963, и др.

ХРОНИКА

УДК 551.24

СОВЕЩАНИЕ КОМИССИИ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ КАРТАМ
(МОСКВА 10—13 ИЮНЯ 1969 г.)

В течение 1969 г. Комиссия по международным тектоническим картам провела ряд совещаний рабочей группы Редакционного комитета Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000, посвященных вопросам тектонического строения отдельных областей и их изображения на карте.

Настоящее совещание было посвящено рассмотрению строения Западно-Сибирской плиты, Туранской плиты, Урала, Тимана, Печорской впадины, Новой Земли и Баренцева моря.

В совещании приняли участие И. П. Атласов, А. А. Богданов, Р. Г. Гарецкий, В. С. Журавлев, Р. А. Гафаров, М. А. Камалетдинов, Б. С. Романович, П. К. Куликов, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев, В. Е. Хаин, А. Е. Шлезингер, И. Д. Соболев, С. В. Черноок, В. А. Молдованцев, В. П. Колчанов.

С информацией о состоянии работ по составлению новой тектонической карты Европы (2-е издание) и решениях по легенде карты, принятых на Парижском совещании в январе 1969 г.¹, выступил А. А. Богданов.

В ходе совещания были заслушаны сообщения представителей авторских коллективов о тех изменениях, которые должны быть внесены в составленные ранее и переданные Комиссии макеты тектонических карт рассматриваемых районов на основании новых данных и требований легенды.

В результате всестороннего обсуждения общих вопросов легенды и представленных материалов были приняты следующие решения:

1. Отметить большую гибкость и полноту новой легенды карты по сравнению с легендой тектонической карты Европы 1-го издания, в первую очередь значительно более полную характеристику магматизма геосинклинальных и платформенных областей, а также попытку изображения степени и возраста метаморфизма.

Представляется также вполне достаточной разработанная в легенде система расчленения разрывных нарушений, позволяющая выделить все основные типы разломов и дать их характеристики.

2. На Парижской сессии в январе 1969 г. было решено отказаться от выделения на карте эв- и многоэв-синклинальных складчатых зон, осуществленного на тектонической карте Европы 1-го издания. В то же время была отмечена необходимость изображения конкретных зон «офиолитовых поясов». Подробный анализ строения Уральской складчатой системы показал необходимость сохранения такого разделения на карте для Урала, Казахстана и других областей, характеризующихся четким зональным различием геосинклинальной истории развития, сохранив тем самым эти подразделения в легенде.

Вместе с тем для других складчатых поясов (альпийский и, возможно, другие), вероятно, необходимо предусмотреть выделение ортогеосинклиналей.

Во всех случаях, в соответствии с требованиями легенды, накладной сеткой показывать положение офиолитовых поясов.

3. Подробно рассматривался вопрос возможности изображения на карте внутренней структуры фундамента, просвеченной под платформенным чехлом и под морем. В пределах Западно-Сибирской плиты договорились о выделении Тобольского массива ранней (байкальской или добайкальской) консолидации.

В пределах Туранской плиты — погребенных добайкальских и байкальских древних глыб, «зон проявления позднеэв-триасовой складчатости» и площадей распространения «познепалеозойско-триасовых моласс», разработав способы их изображения на карте.

¹ Решения сессии Редакционного комитета Международной тектонической карты Европы (Париж 20—24 января 1969 г.).

Решено также показать под платформенным чехлом, там, где это достаточно надежно подкреплено геологическими и геофизическими данными, продолжение структурных зон складчатых областей, наиболее крупных гранитных массивов и гипербазитовых поясов.

Показать на карте границы Казахстанского массива и Уралид.

4. Большое внимание было уделено вопросу изображения тектонических структур, их классификации и тектонических наименований.

В пределах Западно-Сибирской плиты предложена следующая номенклатура структур, выделяемых на карте: синеклизы, своды, валы, поднятия, купола, седловины, впадины, прогибы, грабены.

Отмечалось особое значение выбора тектонических наименований, применяемых на карте, и было высказано пожелание о сохранении, по возможности, старой терминологии, предложенной на тектонической карте Европы 1-го издания Н. С. Шатским.

5. Для характеристики платформенного чехла Западно-Сибирской плиты предложена структурная карта по кровле средней юры, наиболее полно отражающая все нефтяные структуры. Для Тургайского прогиба и Туранской плиты — по кровле мела.

6. Было высказано предложение попытаться в пределах краевых и межгорных прогибов складчатых областей ступенчатой раскраской выделить области слабого, среднего и значительного прогибания.

7. Провести дополнительные исследования для достаточно обоснованного выделения шарьяжей в пределах Урала.

8. Использование новейших буровых и геофизических данных позволяет с достаточной уверенностью выделить территорию Тимана и Печорской впадины как области байкальской складчатости и эпибайкальской платформы, дав расшифровку структуры ее коры.

9. В январе — феврале 1970 г. предложено организовать в Ленинграде обсуждение проблемы тектонического районирования Баренцева и Карского морей и Шпицбергена.

*В. П. Колчанов
С. В. Черноок*

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 6/III-1970 г. Т-07045. Подписано к печати 6/V-1970 г. Тираж 1865 экз.
Зак. 4083. Формат бумаги 70×108/16. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,4.

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В 232
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42
МАКАРЫЧЕВУ Г И

12

Цена 1 р. 20 к. 70228
1-12

Индекс
70228

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. ТРУДЫ СОВМЕСТНОЙ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ. Вып. I. 14 л. 1 р. 40 к.

Сборник содержит новые материалы по стратиграфии и тектонике различных районов Монгольской Народной Республики, а по некоторым стратиграфическим подразделениям — по всей стране в целом. Помещенные в сборнике данные, полученные главным образом за последние 3-4 года ее геологического изучения, вносят существенные уточнения в прежние представления о стратиграфии и тектонике характеризуемых районов. Некоторые приведенные материалы дают совершенно новую трактовку особенностям их геологического строения.

Книга представляет интерес для геологов, занимающихся изучением геологического строения территории МНР и сопредельных областей СССР.

ТЕКТОНИКА СИБИРИ. Т. 4. ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА. 21 л. 2 р. 30 к.

Сборник содержит доклады, заслушанные на V сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, состоявшейся в сентябре 1967 г. в г. Якутске. Изложены новейшие данные о геологическом строении складчатых областей юга Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Отдельные разделы посвящены экспериментальной тектонике и неотектонике, а также вопросам связи тектоники и металлогении.

Издание рассчитано на широкие круги геологов и геофизиков, интересующихся общими тектоническими проблемами и вопросами геологического строения Сибири и восточных областей СССР.

ЕСЛИ ВЫ ХОТИТЕ ПРИОБРЕСТИ КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА», ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯЙТЕ В МАГАЗИН «КНИГА — ПОЧТОЙ» ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА» (МОСКВА, В-463, МИЧУРИНСКИЙ ПРОСПЕКТ, 12) ИЛИ В БЛИЖАЙШИЙ МАГАЗИН «АКАДЕМКНИГА».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 магазин № 2; Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мажина-Сибиряка, 137; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

