

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Н. Каттерфельд, Г. В. Чарушин. Глобальная трещиноватость Земли и других планет	3
Н. А. Божко. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки	13
Ч. Б. Борукаев. О палинспастических построениях	23
Б. А. Голдин, В. Н. Пучков. Магматические формации и структуры байкалит Приполярного Урала	30
В. А. Буш, Л. Б. Вонгаз, К. Н. Кравченко, Н. М. Сардонников, Ф. Е. Синицын. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня	42
С. В. Руженцев. Некоторые особенности формирования сорванных покровов	55
В. В. Иванов, Г. В. Мейтув. Тектоника и эндогенное рудообразование	66
А. Я. Кравчинский. Перемещения Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным)	77
В. М. Даценко. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (на примере западного Присаянья)	88
П. Г. Алоян, С. Г. Алоян. Моделирование зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в северо-западной Армении	95
С. П. Вальбе, Л. Н. Смирнов, Э. И. Птушкин, А. Алланов. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области	105

Краткие сообщения

Ю. А. Лейе, Э. П. Тихоненков. Поля напряжений Беганьского рудного поля (Закарпатье)	117
И. И. Кузнецов, Н. А. Кочуров. Размещение и условия образования верхнепалеозойских конгломератов Мугоджар	121

Рецензии

Л. М. Парфенов, Ю. М. Пушаровский. О книге Ю. А. Косыгина «Тектоника»	125
---	-----

Хроника

Мезозойский тектогенез (Итоги VII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, г. Магадан, 26 августа — 11 сентября 1969 г.)	128
Совещание рабочей группы Комиссии по международным тектоническим картам по тектонике западной части советской Арктики (Ленинград, 26—27 февраля 1970 г.)	131
Годовой указатель	133

CONTENTS

G. N. Katterfeld, G. V. Charushin. Global fracture pattern of the Earth and other planets	3
N. A. Bozhko. The Mozambique belt and some characteristics of Precambrian activated zones of Africa	13
C. B. Borukayev. On palinspastic constructions	23
B. A. Goldin, V. N. Puchkov. Magmatic formations and structures of the Baikalides in the Polar Urals	30
V. A. Bush, L. B. Vongaz, K. N. Kravchenko, N. M. Sardonnikov, F. E. Sinitsyn. Interior and exterior basins of Tien Shan	42
S. V. Ruzhentsev. Some characteristics of the formation of torn away overthrusts	55
V. V. Ivanov, G. V. Meytuv. Tectonics and endogenetic ore formation	66
A. Ya. Kravchinsky. Displacements of the Siberian platform (according to paleomagnetic and paleoclimatic data)	77
V. M. Datsenko. Paleozoic activation of the area of conjugation between the Siberian platform and its folded framing (as shown by the western margin of the Sayan Mountains)	88
P. G. Aloyan, S. G. Aloyan. Modelling of the zone of conjunction between the Somkhet-Kafan and Armenian folded zones in northwestern Armenia	95
S. P. Valbe, L. N. Smirnov, E. I. Ptushkin, A. Allanov. General characteristics of the tectonic structure of the Turkmenian segment of the Alpine folded region	105

Short communications

Yu. A. Leye, E. P. Tikhonenkov. Strain field of the Began ore-bearing area, Transcarpathia	117
I. I. Kuznetsov, N. A. Kochurov. Distribution and formation conditions of the Upper Paleozoic conglomerates in the Mugojar Mountains	121

Reviews

L. M. Parfenov, Yu. M. Pushcharovsky. On the Yu. A. Kosygin's book «Tectonics»	125
--	-----

Chronicle

Mesozoic tectogenesis (Results of the VIIth session of the Scientific Council on Tectonics of Siberia and Far East, Magadan, August, 26 — September, 11, 1969)	128
Conference of the working group of the Commission on International Tectonic Maps concerning tectonics of the western part of the Soviet Arctic (Leningrad, February, 26—27, 1970)	131
Annual index	133

УДК 551.24

Г. Н. КАТТЕРФЕЛЬД, Г. В. ЧАРУШИН

ГЛОБАЛЬНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ЗЕМЛИ И ДРУГИХ ПЛАНЕТ

На основе статистического анализа более 100 000 замеров выясняются соотношения между планетарной и локальной трещиноватостью. Сравниваются данные по планетарной трещиноватости Земли, Марса, Меркурия и Луны. Изучение планетарной трещиноватости позволяет сделать вывод о существовании в литосферах планет четырех систем трещин, попарно сопряженных в две генетические системы Диа- и Ортоструктур. Локально-тектонические трещины могут иметь самую различную ориентировку. Изучение соотношений планетарных и локальных трещин приводит к заключению, что системы планетарных трещин наиболее четко начинают выступать на картах полумиллионного (т. е. при размере анализируемой территории около 250×330 км) и более мелкого масштабов. Сравнительный анализ данных трещиноватости разновозрастных толщ Восточно-Европейской, Сибирской и других платформ показывает, что ориентировка планетарных трещин не зависит от возраста отложений. Сравнение же с Марсом, Меркурием и Луной показывает, что системы трещин и линейментов являются общими для планет земной группы. Происхождение такой закономерно ориентированной, общепланетарной трещиноватости связывается с планетарными причинами, в частности с изменениями ротационного режима планет.

ВВЕДЕНИЕ

Трещиноватость в горных породах Земли — универсальное общепланетарное явление. Различные генетические типы и виды трещин встречаются повсюду. Среди них выделяются тектонические трещины, связанные с формированием локальных структурных форм — изгибов и зон разрывных смещений. Поскольку эти трещины возникают при развитии местных тектонических структур, то их можно назвать собственно **тектоническими** или локально-тектоническими трещинами. В отличие от подобных трещин в горных породах присутствуют трещины с удивительно одинаковой ориентировкой систем, проявляющихся на обширных территориях. Более того, простирая эти систем одни и те же в различных областях земной поверхности. Особенно примечательна подобная обстановка для платформ. Невозможно представить себе образование таких повсеместно распространенных систем трещин без участия глобальных напряжений. Из сказанного становится очевидным, что трещины подобного типа, следуя С. С. Шульцу, можно назвать **планетарными**, хотя само название не лишено условности. Она заключается в том, что планетарные трещины, связанные с крупнейшими тектоническими структурами земной коры, могут рассматриваться так же, как тектонические (глобально-тектонические).

Основной вопрос в проблеме планетарной трещиноватости — это выделение систем планетарных трещин и изучение их соотношений с тектоническими трещинами. Проблема планетарной трещиноватости — одна из общих проблем планетологии и, естественно, выходит за рамки проблемы трещиноватости Земли.

СИСТЕМЫ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Сопоставление ориентировок систем планетарных трещин с ориентировками линейных зон глубинных разломов приводит к заключению об идентичности их простираний. Поэтому вопрос о количестве основных систем разрывов земной коры в равной степени относится и к сети планетарной трещиноватости и к сети разломов. В силу различных причин к настоящему времени среди исследователей не сложилось единого мнения о количестве систем планетарных разрывов, в том числе и трещин. Дж. Паркер, А. В. Волин, А. Ф. Грачев считают, что планетарные разрывы представлены двумя системами. С. С. Шульц полагает, что количество систем планетарных разломов и трещин равно двум или более. Р. Зондер, Г. Штилле, Г. Кнеч, Н. С. Шатский, А. В. Пейве, Е. Н. Пермяков, Г. В. Чарушин, Н. И. Николаев, Г. Н. Каттерфельд, Н. Штовичкова определяют представительность планетарных разрывов четырьмя системами. П. С. Воронов, В. Б. Полканова, И. И. Чебаненко выделяют шесть систем. По мнению Дж. Муди и М. Хилла, можно различать восемь систем расколов. В. Е. Хаин признает преимущественное значение диа- и орто-систем и подчиненное — четырех других систем Дж. Муди и М. Хилла.

Теоретический анализ азимутального распределения максимальных деформирующих усилий, возникающих в литосфере планеты при ее ротационно обусловленной полярной деформации, показывает, что они ориентированы строго определенным образом, подчиняясь закону 4 «экстремальных» азимутов:

$$A_e = \begin{cases} A_D = 45^\circ \pm 90^\circ n \quad (n = 0, 1, 2, 3) & \text{(Диагональная система СЗ и СВ} \\ & \text{скальвающих усилий)} \\ A_O = 90^\circ n \quad (n = 0, 1, 2, 3) & \text{(Ортогональная система меридио-} \\ & \text{нальных и широтных растягивающих} \\ & \text{(сжимающих) усилий)} \end{cases}$$

Эти ротационно-обусловленные усилия (S, T) и связанные с ними напряжения ($\sigma_D = \frac{S}{h}, \sigma_O = \frac{T}{h}$) формируют две генетические системы линейных структур: D -систему трещин скальвания и O -систему трещин отрыва и складок сжатия¹. Экспериментальное моделирование этой деформации в лаборатории показывает, что ориентировка линейных структур, возникающих на поверхности вращающейся сферической оболочки, подчиняется тому же закону 4 систематических направлений: СЗ и СВ (D -система), СЮ и ВЗ (O -система). Анализ статистических данных по ориентировке трещин и разломов для большинства областей земной коры приводит к выделению четырех систем, что, вероятно, ближе всего к реальной обстановке общепланетарной делимости литосферы. Таким образом, теоретический, экспериментальный и эмпирический подходы к изучению планетарной трещиноватости независимо приводят к одному и тому же общему заключению о существовании в литосфере планеты, в земной коре в частности, четырех систем трещин, попарно сопряженных в две генетические системы D - и O -структур. Однако было бы неправильно распространять эти четыре системы трещин на все районы земной коры, поскольку в зависимости от геологической обстановки проявляются те или иные системы, а другие либо количественно редуцированы, либо отсутствуют.

СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПЛАНЕТАРНЫХ ТРЕЩИН

Поскольку в земной коре встречаются планетарные и тектонические трещины, связанные с локальными тектоническими структурами, то возникает вопрос об их количественном и пространственном отношении.

¹ Теоретический анализ планетарной полярной деформации и расчет сетки деформирующих усилий и напряжений будут опубликованы в отдельной работе.

Решить его на основе материалов по трещиноватости в пределах одного даже большого обнажения горных пород не удастся. Необходим статистический анализ данных трещиноватости, относящихся к обширным территориям, что и естественно, так как планетарная трещиноватость — глобальное явление, и ее системы вырисовываются лишь в пределах регионов или достаточно крупных частей регионов.

Теоретические рассуждения позволяют представить картину количественного соотношения планетарных и тектонических трещин на диаграммах-розах, когда значительный объем информации о пространственных характеристиках трещиноватости относится к достаточно обширным площадям. Если бы в породах платформенных областей существовала только локальная тектоническая трещиноватость самой разнообразной ориентировки и с близкой величиной количественной представительности по всем направлениям, то при статистической обработке замеров получались бы диаграммы со многими равноценными максимумами, и при нарастании количества замеров, т. е. с увеличением анализируемой территории, зигзагообразный периметр диаграммы стремился бы к окружности. В случае присутствия одних планетарных трещин диаграммы были бы представлены четырьмя остроконечными или тупо окончивающимися длинными узкими лучами, между которыми находились бы широкие пустые секторы. Практически получаются довольно сложные диаграммы, на которых различаются длинные лучи определенным образом ориентированных планетарных трещин, а между этими лучами располагаются более короткие лучи локальных тектонических трещин. Тектонические трещины не только заполняют промежутки между лучами планетарных трещин, но иногда попадают и в азимутальные градусные интервалы планетарных трещин, усиливая графическую выраженность последних. Ориентировка систем тектонических трещин зависит от строения тектонических форм и их элементов, а структурные формы на значительных площадях имеют различную ориентировку и конфигурацию, и поэтому системы тектонических трещин дают на диаграммах много азимутально «блуждающих» лучей. Планетарные трещины, ориентированные одинаковым образом на обширных территориях, благодаря своей «узкой» дисперсии в процессе статистического обобщения приводят к количественному наращиванию в одном и том же градусном интервале замеров, графически преобразуемых в четкие длинные лучи.

Как уже отмечалось, планетарные трещины на платформах представлены четырьмя системами. Среднее положение азимутов простираения этих систем может быть определено как 0° (360°), 90° (270°), 45° и 315° , что совпадает с теоретическими, рассчитанными азимутами планетарной трещиноватости. Практически же максимумы трещиноватости, соответствующие среднему положению систем планетарных трещин, отклоняются от них в ту или другую сторону на $\pm 10^\circ$, но нередко они близки к теоретическим. По ряду $C_4^4 + C_4^3 + C_4^2 + C_4^1 = 1 + 4 + 6 + 4^1$ получаем 15 различных сочетаний систем планетарных трещин. Все эти варианты сочетаний разноориентированных систем планетарных трещин встречаются в природе, и можно привести примеры их для отдельных частей платформ. Пожалуй, в чистом виде не встречаются лишь варианты развития одной системы планетарной трещиноватости.

Изучение графиков распределения количества трещин с разным наклоном — углами падения, сферограмм азимутов падения и углов на-

¹ Число всех возможных сочетаний из n элементов (в данном случае — систем трещин) по m определяется формулой

$$C_n^m = \frac{n(n-1) \dots (n-m+1)}{1 \cdot 2 \cdot \dots \cdot m} = \frac{n!}{m!(n-m)!}$$

В случае планетарной трещиноватости $n=4$, а $m=4, 3, 2, 1$.

клона, построенных в изолиниях плотности полюсов трещин, показало, что планетарные трещины на платформах вертикальны или почти вертикальны. На сферограммах выделяются четыре системы трещин, только характер азимутальной дисперсии оказывается более сложным. Причины плоскостной и сферической азимутальной дисперсии систем планетарных трещин различны, и величина ее колеблется от 10 до 20°.

Если суммарное количество планетарных трещин обозначить через q_n , а суммарное количество тектонических трещин через q_t , то соотношения их в пределах полярных диаграмм-роз выразятся тремя вариантами: $q_n > q_t$, $q_n \approx q_t$ и $q_n < q_t$. При этом возникает вопрос, при каком суммарном количестве замеров трещин и для территории какого размера на диаграммах начинают вырисовываться все системы планетарных трещин? Количество замеров трещин и размер территории, по которой суммируются исходные фактические данные, тесно взаимосвязаны. Количество замеров трещин обычно тем больше, чем больше величина охватываемой территории. Обнажения на платформах располагаются относительно редко, и в каждом обнажении замеряется от 100 до 200 трещин. Последовательное наращивание площадей, а следовательно, и сумм замеров простираний трещин, позволило выявить «пороговые» площадные границы, переход которых приводит к четкому проявлению систем планетарных трещин. Первоначально суммировались данные по простираниям трещин в рамках площади P одного листа масштаба 1 : 100 000. Затем постепенно друг за другом присоединялись площади листов данного масштаба с одновременным сложением замеров азимутов трещин, и объединение площадей доводилось последовательно до размеров листов масштабов 1 : 200 000 (Д), 1 : 300 000 (Е), 1 : 500 000 (П) и 1 : 1 000 000 (М):

$$P_1 + P_2 + P_3 + P_4 = D_{(1:2 \cdot 10^5)},$$

$$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 = P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_{16} = E_{(1:3 \cdot 10^5)},$$

$$E_1 + \frac{1}{2} E_2 + \frac{1}{2} E_3 + \frac{1}{2} E_4 = P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_{36} = \Pi_{(1:5 \cdot 10^5)},$$

$$\Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 + \Pi_4 = P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_{144} = M_{(1:10^6)}$$

Такой подход позволил установить, что **граничным показателем, после которого на диаграммах наиболее четко выступают системы планетарных трещин, является площадь листа 1 : 500 000 масштаба (т. е. размер территорий около 250 × 330 км).** Еще резче системы планетарных трещин вырисовываются в пределах листа масштаба 1 : 1 000 000. В рамках площади такого листа становится возможным статистическое обобщение достаточно большого количества крупных разрывных нарушений — разломов кристаллического фундамента, часть из которых проникает в платформенный осадочный чехол. Таким образом, на платформах выделение систем планетарных трещин и более крупных зон разрывов и сопоставление их с различными геоморфологическими и структурно-тектоническими элементами целесообразно производить для территорий 1 : 5 · 10⁵ и 1 : 10⁶ масштабов. С этих площадных рубежей открывается возможность познания закономерностей глобальной делимости земной коры. В таком случае работа по составлению карт планетарной трещиноватости для обширнейших регионов земной коры, например для отдельных платформ или целых континентов, значительно упрощается, а планетарная сущность обобщений повышается. Легко рассчитать, сколько потребуется проанализировать листов в масштабе 1 : 5 · 10⁵ или 1 : 10⁶, чтобы составить карты планетарной трещиноватости платформенного, континентального или глобального значения. Используя данные Г. М. Беляковой о площадях равнинно-платформенных областей («Рельеф Земли», стр. 20. Изд-во «Наука», 1967) и о площадных раз-

мерах континентов (Панов, 1967), можно определить количество листов того или иного масштаба. Не будем приводить результаты всех расчетов и только укажем некоторые из них. Для равнинно-платформенных областей получено следующее количество листов масштаба $1:5 \cdot 10^5$ (первая цифра) и листов масштаба $1:10^6$ (вторая цифра): Европа — 88, 22; Азия — 228, 57¹; Африка — 308, 77; Северная Америка — 164, 41; Южная Америка — 164, 41; Австралия — 80, 20; СССР — 176, 44. Для части суши с равнинно-платформенным строением, исключая Гренландию и Антарктиду, количество листов выражается цифрами 1031, 258, а для всей суши — 1805, 451. Учитывая многочисленные материалы, накопленные различными исследователями в процессе изучения трещиноватости платформенных областей, т. е. те материалы, обработка которых приводит к выявлению систем планетарных трещин, а также принимая во внимание результаты приведенных выше расчетов, можно сказать, что пока мало еще сделано в направлении подбора материала с целью создания глобальной карты планетарной трещиноватости. По сути дела мы еще находимся недалеко от начала этой работы.

Наблюдается конвергенция ориентировок систем планетарных трещин для разновозрастных толщ. Сопоставление планетарной трещиноватости в разновозрастных толщах Восточно-Европейской, Сибирской и других платформ свидетельствует о том, что по крайней мере с конца палеозоя системы планетарных трещин не испытывали сколько-нибудь существенных изменений в своих простираниях.

Планетарные системы проявляются не только в сети трещин, но и в сети даек и разрывных дислокаций (сбросов и других перемещений по разрывам). Ярким примером в этом отношении является Сибирская платформа. Для осадочного чехла и кристаллического фундамента платформы статистическая обработка азимутов простираний трещин, даек траппов, имеющих протяженность километры, десятки километров и даже первые сотни километров, и многочисленных сбросов приводит к выявлению четырех систем планетарных разрывов. То же самое можно сказать и в отношении разломов разных категорий. В сложной решетке планетарных разрывов Сибирской платформы, как и других платформ, преобладают собственно планетарные трещины — макротрещины, меньше встречается мегатрещин и даек, еще меньше разрывных дислокаций типа сбросов и еще более редкую сеть образуют разломы, особенно глубокого заложения. Поэтому для выявления систем платформенных трещин типа сбросов и крупных разломов оказывается уже недостаточной территория листа $1:5 \cdot 10^5$ масштаба. В сферу статистической обработки и анализа приходится включать значительно большие территории.

СРАВНЕНИЕ РЕШЕТЧАТЫХ СИСТЕМ ЗЕМЛИ И ДРУГИХ ПЛАНЕТ

С целью оценки значения планетарных разрывов и линеаментов, на материале более 103 000 замеров на поверхности Земли, Маркса, Меркурия и Луны, нами были построены следующие диаграммы простираний: 1) по Иркутскому амфитеатру (рис. 1) — диаграммы трещин, разломов, осей антиклинальных складок, геофизических аномалий и элементов гидросети; 2) по Волго-Камскому краю (рис. 2) — диаграммы трещин в пермских и четвертичных отложениях, осей антиклинальных складок, гидросети и разломов; 3) сводные розы трещин по Восточно-Европейской и Сибирской платформам, Северному Казахстану и Западно-Сибирской эпигерцинской платформе (рис. 3); 4) диаграммы глубинных разломов Земли, очертаний ее материков, направлений крупных рек и ориентировок горных хребтов (рис. 4). Сравнение их показало, что

¹ Для территории одной Сибирской платформы соответственно 98, 24.

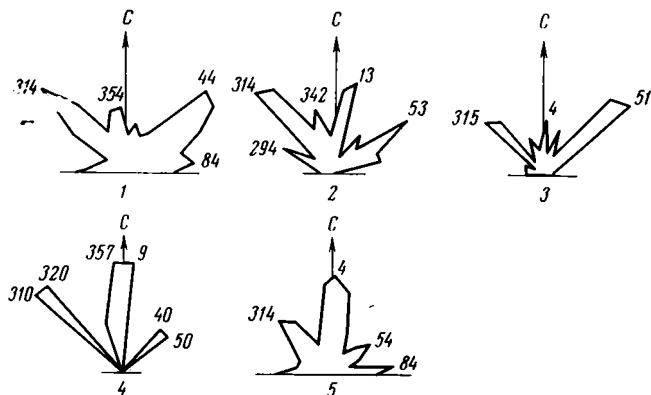


Рис. 1. Диаграммы простираний различных структурных элементов в Иркутском амфитеатре (на юге Сибирской платформы):

1 — трещин в нижнекембрийских, верхнекембрийских, ордовикских, пермо-триасовых и юрских отложениях осадочного чехла ($\Sigma > 20\ 000$); 2 — разломов кристаллического фундамента ($\Sigma = 96$); 3 — антиклинальных складок ($\Sigma = 104$); 4 — гравитационных аномалий; 5 — прямых и спрямленных элементов крупной гидрографической сети ($\Sigma = 199$)

системы планетарных разрывов находят морфологическое выражение на поверхности и структурное внутри литосферы Земли. На всех этих диаграммах обнаруживаются четыре планетарные системы. Эти же четыре

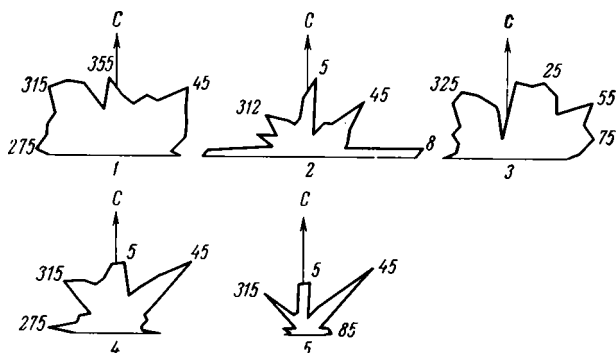


Рис. 2. Диаграммы простираний различных структурных элементов в Волго-Камском крае (Среднее Поволжье):

1 — трещин в пермских породах ($\Sigma = 4953$); 2 — трещин в четвертичных отложениях ($\Sigma = 462$); 3 — антиклинальных складок (по И. С. Гутману, А. В. Долицкому и М. А. Жданову); 4 — прямых и спрямленных элементов крупной гидрографической сети ($\Sigma = 188$); 5 — разломов кристаллического фундамента ($\Sigma = 162$)

глобальные системы разрывов и линеаментов вырисовываются в процессе статистической обработки для других планет. Так, они четко проявляются на розе марсианских линеаментов (рис. 5), построенной по данным первой в истории ареологии и ареографии маршрутной съемки Марса, охватившей около 1,2% ($\sim 1,7$ млн. км²) его поверхности. На гистограмме глубинных разломов Земли (рис. 6, а) хорошо видны четко выделяющиеся четыре системы: северо-западная, северо-восточная, меридиональная и широтная. Если отождествлять «каналы» Марса с разломами, — это, как показали некоторые исследователи (Хабаров, 1949; Каттерфельд, 1959; 1969; Каттерфельд и др., 1966, 1968; Чарушин, 1968; и др.), не лишено оснований, то, построив азимутально-частотную ги-

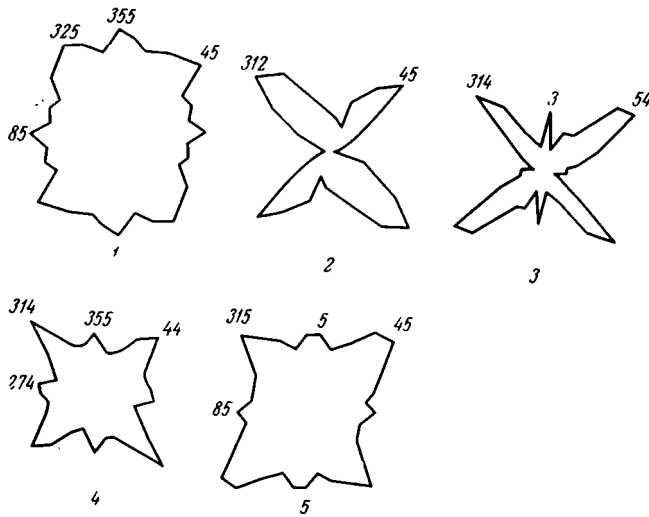


Рис. 3 Сводные диаграммы трещин:

1 — Восточно-Европейской платформы (осадочного чехла, $\Sigma = 59\ 100$); 2 — южной части Западно-Сибирской низменности (по Н. В. Шаблинской, $\Sigma = 3387$); 3 — северной части Казахстана (по А. В. Волину, $\Sigma = 3080$); 4 — Сибирской платформы (осадочного чехла, $\Sigma = 4174$); 5 — сводная по всем указанным платформенным областям ($\Sigma = 69\ 741$)

стограмму, получаем опять те же планетарные системы (рис. 6, б). На новейшей карте Меркурия К. Р. Чепмэна и Д. П. Крукшэнка (Cruikshank, Charman, 1967) отчетливо видны овальные темные пятна, подобные лунным морям, с одной стороны, и темные линей-

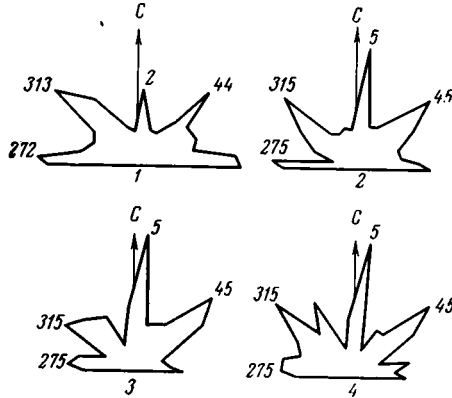


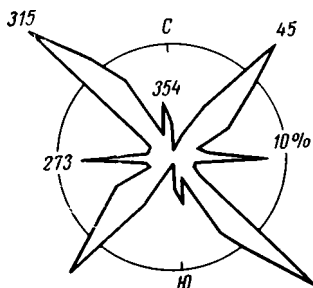
Рис. 4. Диаграммы пространственной линейментов земного шара

1 — глубинных разломов ($\Sigma = 422$)¹; 2 — контуров материков или океанических впадин ($\Sigma = 563$); 3 — прямых элементов крупнейших рек ($\Sigma = 413$); 4 — горных хребтов суши ($\Sigma = 175$)

ные образования большой протяженности, похожие на марсианские «каналы» — с другой. Они имеют резко выраженную диагональную ориентацию, симметричную относительно оси вращения планеты, т. е. относительно ее меридианов. Кроме диагональной системы структурных линий на поверхности Меркурия (рис. 6, в) проявляется система меридиональных и субширотных ориентировок темных

¹ В основу диаграммы простираний глубинных разломов Земли положена картограмма, составленная по материалам работ А. В. Пейве, В. В. Белоусова, В. А. Апродова, В. Е. Хаина, Ю. М. Шейнманна, И. И. Чебаненко, А. А. Борисова, А. И. Суворова, Д. Г. Панова, В. Л. Масайтиса, Л. И. Красного, Н. С. Шатского, Н. А. Кудрявцева, Г. Д. Аджирея, Ю. А. Мешерякова, П. С. Воронова, Г. Д. Рихтера, В. А. Магницкого, Дж. Муди, М. Дж. Хилла, Р. А. Зондера, Дж. Аффлекка, Е. С. Хилла, Э. Кренкеля, Р. Штауба, Ли Сы-гуана, Г. В. Менарда, М. С. Кришнана, Г. Штилле, Э. М. Андерсона и др.

Рис. 5. Диаграмма простираций линеаментов на поверхности Марса ($\Sigma = 868$). Составлена по фотоснимкам с «Маринера 4»



полос с почти непрерывным экваториальным морским поясом. На Луне, подобно Земле, Марсу и Меркурию, также наиболее развита диагональная система сев.-зап. и сев.-вост. разломов и линеаментов, в которой главенствует сев.-зап. направление, а затем идут меридиональные и вост.-зап. разломы.

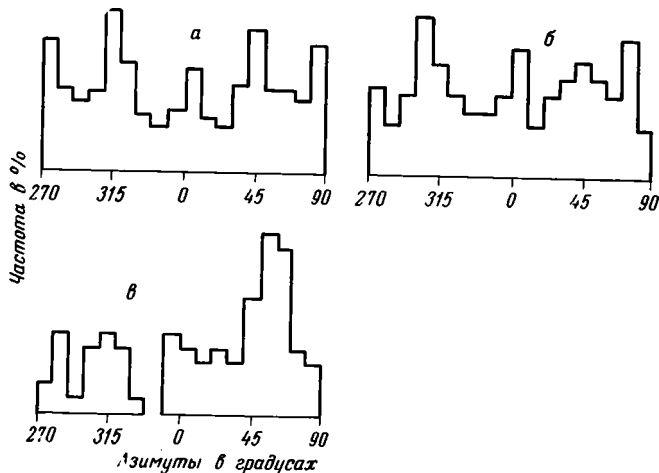


Рис. 6. Частотно-азимутальные гистограммы разломов Земли (вверху слева $\Sigma=422$), «каналов» Марса (вверху справа $\Sigma=222$), линеаментов Меркурия (внизу, $\Sigma=76$)

Следовательно, отмеченные выше четыре системы разрывов и линеаментов сев.-зап., сев.-вост., меридиональная и широтная являются общими для всех планет земной группы, т. е. литосферы этих планет испытывают сходные глобальные напряжения. В таком случае можно говорить об общности четырех систем планетарных разрывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теоретические и экспериментальные исследования последних лет, выполненные в СССР, Англии, ФРГ и Венгрии, позволили связать северо-западные, северо-восточные, меридиональные и широтные пространственные закономерности, наблюдаемые в решетчатых системах (grid systems) планет, Земли, Марса, Меркурия и их лун (Луны, Ио, Европы, Ганимеда, Каллисто) с теми закономерно ориентированными напряжениями, которые возникают в литосфере планет при их ротационно обусловленной полярной деформации. Диагональная система (СЗ и СВ) линейных структур планет формировалась под действием скальвающих напряжений, а ортогональная система (меридиональная и широтная) генерируется растягивающими — сжимающими напряжениями. Известно, что сопротивление материалов на сдвиг меньше, чем на разрыв. Вследствие этого первая система — сколов и сдвигов преобладает

над второй системой — разрывов и складок, возникающих при растяжении и сжатии. Интересная особенность всех известных к настоящему времени немногочисленных горизонтальных сдвигов на Луне заключается в том, что те из них, которые имеют сев.-зап. направление, являются **правыми**, а сдвиг сев.-вост. простирания — **левыми**. Это указывает на их образование в результате действия планетарных причин, а именно вследствие обусловленной ротацией полярной деформации лунного глобуса.

Авторы выражают признательность проф. С. С. Шульцу за постановку исследований по планетарной трещиноватости Земли и члену-корр. АН СССР В. Е. Хаину за ценные замечания и обсуждение полученных результатов.

Литература

- Баева Р. И. Анализ планетарной трещиноватости Северо-Запада Русской платформы и Среднего Поволжья. Автореф. канд. дисс., ЛГУ, 1968.
- Воронов П. С., Полканова В. Б. О проблеме основной делимости земной коры сетью планетарной трещиноватости. В кн. «V совещание по проблемам планетологии, 1965». Изд. ВГО, Л., 1965.
- Грачев А. Ф., Федоров И. П. Трещиноватость северо-восточной части Сибирской платформы. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, геология и география, вып. 2, 1967.
- Гутман И. С., Долицкий А. В., Жданов М. А. Некоторые закономерности и простирания локальных поднятий северо-восточной части Русской платформы. Геология и геофизика, № 1, 1966.
- Каттерфельд Г. Н. К вопросу о тектоническом происхождении линейных образований Марса. Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 91, № 3, Л., 1959.
- Каттерфельд Г. Н. Планетология, ее предмет и задачи. Вестн. Ленингр. ун-та, № 18, геол. и геогр., вып. 3, 1969.
- Каттерфельд Г. И., Чарушин Г. В. О соотношениях тектонических и планетарных трещин. В кн. «VI совещание по проблемам планетологии». Изд. ВГО, Л., 1968.
- Каттерфельд Г. Н., Хедервари П. Кольцевые и линейные структуры Марса. Астрономич. ж., № 5, 1968.
- Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., Изд-во «Высшая школа», 1966.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., вып. 12, 1949.
- Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). Под ред. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. Изд-во «Наука», 1967.
- Хабаров А. В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. Географиз, 1949.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ходак Ю. А. Глобальная структура Луны. Изд. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1967.
- Чарушин Г. В. Региональные направления тектонических разрывов на Сибирской платформе. Геология и геофизика, № 3, 1960.
- Чарушин Г. В. О планетарной трещиноватости древних платформ Земли и ее планетологическом значении. В кн. «V совещание по проблемам планетологии». Изд. ВГО, Л., 1965.
- Чарушин Г. В. Некоторые черты ареотектоники. В кн. «VI совещание по проблемам планетологии». Изд. ВГО, Л., 1968.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Изд-во АН УССР, 1963.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема «Деформации пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа. Тр. Совещ. по изуч. четвертичного периода. Изд-во «Недра», 1965.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. Геотектоника, № 2, 1966.
- Cruijckshank D. P., Chapman C. R. Mercury's rotation and visual observations. Sky and Telescope, v. 34, No. 1, 1967.
- Fielder G. The lunar grid system. J. Brit. Astr. Ass., v. 67, No. 8, pt. 2, 1957.
- Fielder G. Lunar tectonics. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 119, No. 473, pt. 1, 1963.
- Katterfeld G. N. The question of the tectonic origin of linear formations on Mars. Transl. and comments by E. R. Hope. Defence Research Board, Canada, T 445 R, Ottawa, April, 1966.
- Knetsch G. Über ein Structur-Experiment an einer Kugel und Beziehungen zwischen Gross-Lineamenten und Pol-Lagen, in der Erdgeschichte. Geol. Rundschau, Bd. 54, S. 523—548. Stuttgart, 1964.

- Knetsch G. Changing tectonic roles of the upper Rhine lineament in course of geological times and events. The Rhinegraben Progress Report 1967, p. 13—17.
- Knetsch G. Bemerkungen zur Entstehung des Lineament-Gitters auf dem Mond. «Problems of Planetology», v. 1. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, řada hornicko-geologická, zvláštní číslo (ed. K. Beneš). Ostrava, 1967.
- Leighton R. B., Murray B. C., Sharp R. P., Allen J. D., Sloan R. K. Mariner IV Pictures of Mars. Techn. Rep. 32—884. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. December 15, 1967.
- Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, p. 1207—1246, 1956.
- Parker J. M. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, No. 3, 1942.
- Röhlich P., Štovíčková N. Die Tiefenstörungen-Tectonik and deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse. Geologie, Jg. 17, No. 6/7, S. 670—694. Akademie-Verlag, Berlin, 1968.
- Schmidt E. R. A föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre (Геомеханика земных недр и ее действие на земную кору). Relationes annuae Instituti geologici publici hungarici, B, Disputationes, 159—231 old., 1948.
- Sonder R. A. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Eclogae Geol. Helv., Bd. 31, S. 199—238, 1938.
- Sonder R. A. Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.
- Stille H. Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontients. Zeitschrift d. Dtsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 37, S. 7—29, Stuttgart, 1945.
- Štovíčková N. Eine Theorie der Erdevolution auf der Basis von Rotationsdynamik. Geologie, Jg. 15, No. 10, Berlin, 1966.
- Štovíčková N. Genetické principy hlubinné zlomové tektoniky. Casopis pro mineral. a geol., R. 12, č. 1, Praha, 1967.
- Strom R. G. Analysis of lunar lineaments, I. tectonic maps of the Moon. Communications of the Lunar and Planetary Laboratory, v. 2, No. 39, University of Arizona, 1964.
- Trumpler R. Observations of Mars at the opposition of 1924. Lick Observatory Bull., v. 13, No. 387, 1927.

Ленинградский государственный
университет
Казанский геологический
институт

Статья поступила
4 декабря 1968 г.

УДК 551.24 : 551.72(6)

Н. А. БОЖКО

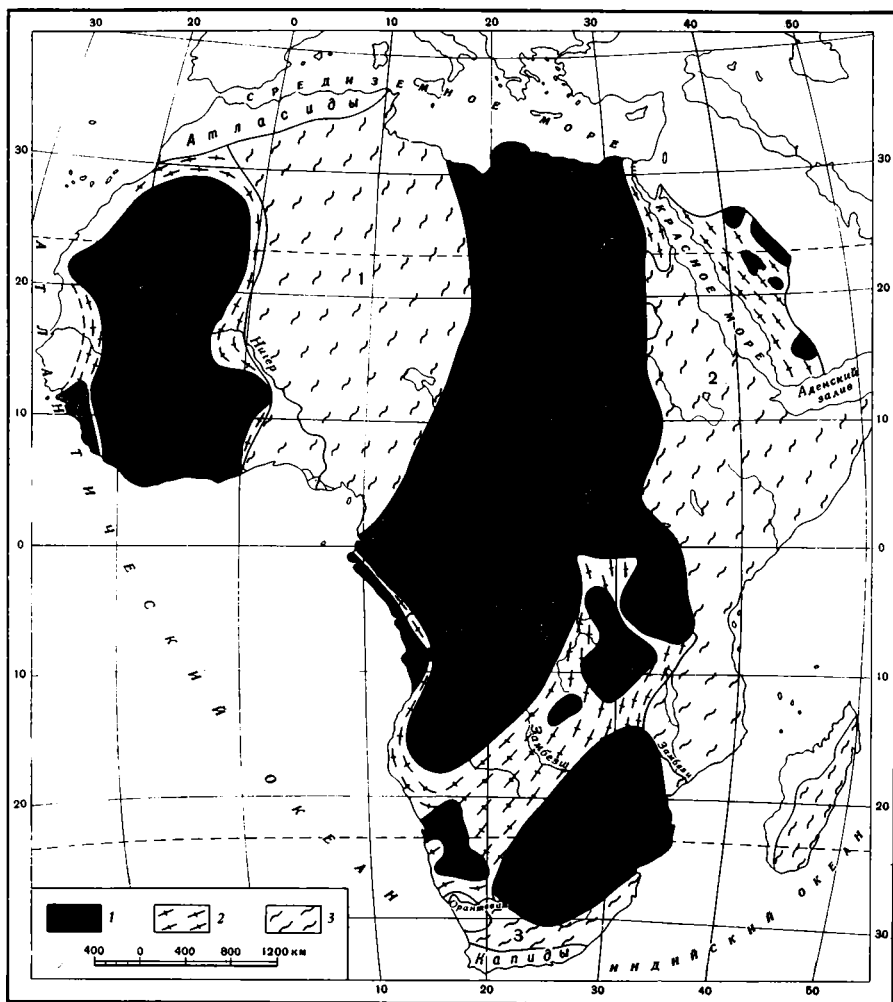
**МОЗАМБИКСКИЙ ПОЯС И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ «АКТИВИЗИРОВАННЫХ» ЗОН
АФРИКИ**

Мозамбикский пояс, крупнейшая гетерогенная тектоническая структура фундамента Африканской платформы, которую относят к так называемым «активизированным» зонам, в конце докембрия — начале палеозоя развивалась принципиально так же, как и интракратонные складчатые пояса соответствующего возраста. Обширные площади дорифейских и более древних образований, испытавших изотопное «омоложение» в конце докембрия, рассматриваются как обнаженные эрозией корни позднедокембрийских складчатых систем. К «активизированным» зонам приурочены рифтовые системы Африки. С процессом рифтогенеза связывается интенсивный денудационный срез в пределах «активизированных» зон.

Мозамбикский пояс — одна из важнейших тектонических структур фундамента Африканской платформы. Он был впервые выделен А. Холмсом (Holmes, 1951) в качестве орогенической зоны длиной около 7000 км (рис.), протягивающейся вдоль восточного побережья Африки от Египта и Судана через Восточную Африку до Южной Родезии. Геология Мозамбикского пояса рассматривалась впоследствии в работах А. Бейкера (Baker, 1957), Д. Вейла (Vail, 1965), Л. Сандерса (Sanders, 1965), Р. Шеклтона (Shackleton, 1967), Л. Каэна и Н. Снеллинга (Cahen, Snelling, 1966) и др., а в нашей стране — Ю. М. Шейнманном (1958, 1959, 1966), Н. А. Штрейсом (1964), С. Е. Колотухиной (1964), А. А. Богдановым и В. Е. Хаиным (1968, 1969₂), М. В. Муратовым (1966). В данной статье автором сделана попытка дать некоторые выводы о геологическом строении Мозамбикского пояса и аналогичных в тектоническом отношении структур Африканского фундамента на основании современных данных, а также впечатлений, возникших в результате посещения этих областей.

Мозамбикский пояс характеризуется отчетливыми особенностями структуры, метаморфизма и геохронологии. В настоящее время в его строении принимают участие гнейсы и гранито-гнейсы, кварциты, мраморы, сланцы, прорванные гранитами и пегматитами, имеющие выдержанное меридиональное и субмеридиональное простирание. Общей особенностью этих образований является также то, что они подвергались метаморфизму в период от 1100 до 500 млн. лет назад (длительностью преимущественно около 600—500 млн. лет), о чем однозначно свидетельствуют многочисленные радиометрические определения.

Породы, слагающие Мозамбикский пояс в различных его частях, именуется по-разному. В Кении они получили название комплекса основания, в Танзании — системы Усагара, в Мозамбике — системы Мозамбик. Весьма противоречивы трактовки как стратиграфического значения этих подразделений, так и тектонической природы Мозамбикского пояса. Эти различия проявились еще во время совещания Ассоциации африканских геологических служб в Тананариве в 1957 г. На этой встрече представители геологической службы Кении Б. Бейкер



Принципиальная схема строения фундамента Африканской платформы
 1 — области дорифейской стабилизации; 2 — разновозрастные позднекембрийские складчатые системы; 3 — зоны позднекембрийской «активизации» (цифры на схеме): 1 — Ливийско-Нигерийский пояс, 2 — Мозамбикский пояс, 3 — «Активизированная» зона Намакваленд — Наталь

и В. Палфри фактически отвергли самое существование Мозамбикского орогенического пояса, указывая на то, что породы Комплекса основания — вообще наиболее древние образования Восточной Африки. Эти исследователи опровергали предположение А. Холмса о том, что породы Мозамбикского пояса секут образования системы Нианза, Кавирондо и Додома, доказывая обратный тезис о влиянии относительно более молодых складчатостей Нианза, Кавирондо и Додома на древний комплекс основания Мозамбикского пояса.

В последние годы накоплен достаточный фактический материал, позволяющий говорить о полициклическом развитии, гетерогенном строении и необычайно сложной тектонической истории Мозамбикского пояса. Эти данные позволяют утверждать, что в его строении принимают участие докембрийские образования от древнейших до самых молодых и что поэтому выделение всеобъемлющих стратиграфических подразделений, таких как Усагара, Мозамбик и др., не оправдано.

Еще во время дискуссии 1957 г. указывалось, что булавайская и себаквийская системы архея Южной Родезии были затронуты мозам-

бикским метаморфизмом. Позднее Р. Джонсон (Johnson, 1962) показал, что сланцевый пояс булавайских пород (сланцы Макаха), имеющий восток-юго-восточное простирание, на своем восточном крае пересекается меридиональным гнейсовым поясом пород системы Гарези, сильно смятым, надвинутым на запад и образующим часть Мозамбикского пояса.

В пределах Восточной Кении Л. Сандерс (Sanders, 1965) детально изучил контакт между западным краем Мозамбикского пояса и более древними архейскими массивами Нианза — Кавирондо. Было установлено, что архейские породы системы Нианза образовывали западный форланд, на который впоследствии был наложен Мозамбикский складчатый пояс. В зоне контакта пород архея и Мозамбикского пояса наблюдается полоса метаморфических образований шириной около 60 км, среди которых присутствуют останцы пород Нианза и Кавирондо, испытавшие прогрессивный метаморфизм и деформацию, увеличивающуюся с запада на восток в противоположность неизменным породам тех же систем, распространенным на западе за пределами Мозамбикского пояса. Эти образования систем Нианза и Кавирондо вместе с их метаморфическими и мигматизированными эквивалентами в пределах Мозамбикского пояса Л. Сандерс называет, как отмечалось, форландом, а присутствующие в виде тектонических чешуй метаосадочные «mozambikskie» породы, образовавшиеся в эпоху формирования Мозамбикского пояса, — чехлом.

На территории Восточной Танзании Л. Хелворс и др. (Hervorth et al., 1967) установили наложение Мозамбикского пояса на древний архейский массив Додома. Гранитоиды этого массива так же прослеживаются в измененном состоянии в пределах Мозамбикского пояса, участвуя, таким образом, в его строении.

В восточной части Южной Родезии Д. Вейл (Vail, 1965) установил прогрессивное увеличение степени метаморфизма отложений системы Умкондо с запада на восток, вкост границ Мозамбикского пояса. Этим исследователем было показано, что полого залегающие и неметаморфизованные песчано-глинистые и карбонатные отложения системы Умкондо в зоне Мозамбикского пояса интенсивно деформируются и метаморфизуются, причем степень метаморфизма постепенно увеличивается с запада на восток от хлоритовой до силлиманитовой зоны. Таким образом, мы видим наложение Мозамбикского пояса уже на более молодые (видимо, среднепротерозойские) образования.

Приведенные выше примеры свидетельствуют о гетерогенном характере территории Мозамбикского пояса, о присутствии в ее пределах различных по возрасту докембрийских образований, которые можно наблюдать в нерегенерированном состоянии к западу от границы рассматриваемой структуры.

Однако важнейшей проблемой остается выяснение характера и особенностей образования современной структуры Мозамбикского пояса, т. е. возникновения меридионально-вытянутой полосы метаморфических пород, характеризующихся радиометрическими значениями преимущественно в 500—700 млн. лет. Иначе говоря, отражают ли эти цифры события, близкие к геосинклинальному процессу, как это предполагал А. Холмс, или же, только переработку, «активизацию» древних доверхпротерозойских образований.

Прежде чем рассмотреть этот основной вопрос, необходимо сказать о том, что данная проблема относится не только к Мозамбикскому поясу. Другая аналогичная зона располагается в Западной Африке между Средиземным морем и Гвинейским заливом, протягиваясь в меридиональном направлении от территории Ливии через нагорье Хоггар до Нигерии. Это — Ливийско-Нигерийский пояс (Богданов Хаин, 1968, 1969₁). Выступы докембрийского фундамента в пределах

этого пояса также сложены метаморфическими образованиями часто высоких ступеней метаморфизма, почти однозначно обнаруживающими радиометрические датировки 500—700 млн. лет. Как и в предыдущем случае, значительная часть исследователей считает фундамент Нигерии очень древним, но «активизированным» в конце докембрия — начале палеозоя. Следует вообще отметить, что идея верхнедокембрийской «активизации», омоложения Мозамбикского и Ливийско-Нигерийского поясов чрезвычайно распространена. Ее достаточно четко выразил Кеннеди (Kennedy, 1964), который писал, что в процессе «активизации» были вовлечены только породы, наложенные на древние кристаллические породы фундамента, в которых происходили лишь термальные метаморфические эффекты, выразившиеся в низких (+500 млн. лет) абсолютных возрастах.

Однако современный фактический материал подтверждает мнение А. Холмса и других немногочисленных исследователей об орогенической, а не омоложенной природе рассматриваемых зон. Автору представляется, что так называемые зоны активизации являются по существу складчатыми поясами, развивавшимися аналогично интракратонным геосинклинальным позднедокембрийским системам Африки — Кибаридам, Катангидам, Ирумидам и др., возникшим в верхнем протерозое в результате раскалывания древней первичной платформы. Различие в современном геологическом строении этих поясов и зон «активизации» вызвано более молодыми процессами, имевшимися, видимо, уже после верхнего докембрия в фанерозое. В пользу этого можно привести следующие доводы:

1. Присутствие в пределах «активизированных» областей отложений, близких по своему возрасту эпохе «активизации». Наиболее важный аргумент сторонников чистой «активизации» — то, что рассматриваемые зоны сложены породами, испытавшими часто глубокую степень метаморфизма. Однако в последнее время в пределах Мозамбикского и Ливийско-Нигерийского поясов обнаружены слабо метаморфизованные породы, судя по всему, верхнедокембрийского возраста, образование которых непосредственно предшествовало событиям 500—700 млн. лет.

Прежде всего, следует отметить, что присутствие таких отложений установлено в пределах Нубийско-Аравийского щита на севере Мозамбикского пояса. К ним относятся серии Агелла, Бейт, Хали, Докхан, Хаммамат, Фатима — Абла, характеризующиеся радиометрическим возрастом 1000 млн. лет, 750 млн. лет, 500 млн. лет (Brown, Jackson, 1960).

В Южной Эфиопии, в районе Шикассо, выделяется толща слабо-метаморфизованных графитовых сланцев, аркозов и конгломератов, которым в Северной Кении соответствуют отложения серии Аблун, а в Южной Кении — серии Нибу. Последние представлены конгломератами, полевошпатовыми песчаниками, графитовыми филлитами, известняками и отличаются по своей литологии и метаморфизму от окружающих гнейсов, на которых, как предполагается, они залегают с несогласием. Эти слабометаморфизованные образования прослеживаются на протяжении более 700 км в пределах Кении и Эфиопии (Shackleton, 1967).

В восточной части Сомали распространены аргиллиты, песчаники, известняки серии Инда — Ад, перекрывающие глубокометаморфизованные породы комплекса основания. Радиометрические определения возраста гранитов, прорывающих эти породы, дают значение около 500 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966).

Широко распространены в Кении отложения системы (серии) Турока, представленные кристаллическими известняками, кварцитами, кварцево-сланцевыми сланцами, глинистыми сланцами.

Обычно эти образования относятся к «системе основания». Однако Л. Сандерс (Sanders, 1965) показал, что эти полого падающие расслан-

цованные породы залегают на гранито-гнейсах и гранодиоритовых мигматитах «форланда» с заметным структурным несогласием. Л. Сандерс полагает, что эти отложения представляют собой «суперкрупную» толщу отложений, первоначально образованных за счет накопления геосинклинальных осадков Мозамбикского пояса и что применение к ним термина «система основания» неверно. «Основанием» в данном районе является гранитный и мигматизированный комплекс, который далее к западу выражен породами Нианза и Кавирондо, испытавших прогрессивный метаморфизм. Указанные «mozамбикские шельфовые» отложения серии Турока сохранились лишь в виде тектонических чешуй у западного края пояса. Главная область развития этих морских отложений, сейчас метаморфизованных, по мнению Л. Сандерса, находится далее к востоку.

С отложениями серии Турока Р. Шеклтон (Shackleton, 1967) коррелирует серию Киси (Кения) и серии Икоронго и Консе в Танзании.

К западу и юго-западу от Иринги (Танзания) гнейсы Мозамбикского пояса несогласно перекрыты слабометаморфизованными вулканитами серии Ндембера и конгломератами, филлитами, кварцитами серии Магулила, прорывающимися гранитным комплексом Ухеке (Shackleton, 1967; Whittingham, 1962), для которого получено определение по биотиту 1035 ± 40 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966).

К аналогичным образованиям в Танзании, видимо, относится и верхняя часть системы Усагара, известная под названиями серии кристаллических известняков, известняково-графитовых слоев, группы Масаи Степп и Умба Степп (Bagnall, 1964). Эти породы представлены кварцитами, мраморами, графитовыми сланцами. Они значительно менее деформированы и изменены по сравнению с подстилающими гнейсами. Непосредственный контакт этих образований с более древними пока не установлен ввиду плохой обнаженности и весьма сложного характера тектоники, однако ряд геологов, картировавших этот сегмент Мозамбикского пояса — Х. Джоунс, Б. Уокер, Н. Керр, М. Кроу (личное сообщение) полагают, что эти образования по своему возрасту непосредственно предшествуют активизации и являются верхнедокембрийскими.

В настоящее время не до конца выяснены возрастные взаимоотношения между серией Турока и верхней серией системы Усагара и сериями Ндембера и Магулила, распространенными в районе Иринги. Р. Шеклтон (Shackleton, 1967) полагает, что высокотемпературный метаморфизм Мозамбикского пояса затронул отложения системы Турока, но предшествовал отложению серий Ндембера Магулила, Имбу, Аблун и коррелирующихся с ними пород Южной Эфиопии. Эти образования в свою очередь подверглись более поздней деформации и метаморфизму, соответствующим внедрению гранитов Ухеке (1035 млн. лет), за которыми последовали панафриканские тектонотермальные события (650—500 млн. лет). О присутствии внутри Мозамбикского пояса пород с возрастом метаморфизма 1000 млн. лет говорят и последние определения, выполненные К. Г. Кнорре калиево-аргоновым методом по образцам, собранным автором в юго-восточной Танзании. Среди многих значений около 500—600 млн. лет выделяется дата 1100 млн. лет, полученная для мигматитов д. Сонгеа.

В северной части Малави распространена серия Мафинги, сложенная преимущественно песчаниками, смятыми в крупные складки северо-западного простирания, которая сопоставляется уверенно с верхнедокембрийской серией Буанджи юго-западной Танзании.

В пределах Замбии Филлипс (Phyllips, 1961) обнаружил слабометаморфизованные вулканиты и осадочные породы группы Сасаре, имеющие в.с.-в. (ирумидское) направление.

В Мозамбике, геология которого изучена еще весьма слабо, к аналогичным образованиям, вероятно, относятся отложения серии Финго,

а также Фронтьер, залегающие на более метаморфизованном гнейсо-мигматитовом комплексе мозамбикской системы. Эта серия, представленная кварцитами, кварцитовыми сланцами, кристаллическими известняками и филлитами, коррелируется с системами Мува и Мафинги верхнедокембрийского возраста, развитыми западнее Мозамбикского пояса. Для долеритов серии Фронтьер в районе Мелсеттера получены радиометрические значения в пределах 757 ± 20 — 1136 ± 9 млн. лет (Real, 1966).

Обращаясь к другим активизированным областям Африки, мы видим, что присутствие геосинклинальных отложений, непосредственно предшествующих по своему возрасту началу периода активизации, в одних случаях является доказанным, а в других спорным, но все же не исключенным.

Так, в последнее время (Black, 1964, 1967; А. И. Тугаринов, 1967) устанавливается рифейский возраст значительной части фундамента Нигерии и Северного Камеруна, а также Ахаггара.

Присутствие рифейской Западно-Африканской геосинклинали подтверждается и существованием Атакорского рифейского складчатого пояса и смежных с ними отложений впадины Вольта на западе (Божко, 1969). Однако следует отметить, что в пределах этой сложнопостроенной области среди верхнедокембрийских отложений (Гварский комплекс, системы Фарузий, Суггарий, Атакора, группы Бадагба де Канди, Сансоро и Джоугоу системы Дагомий) имеются весьма обширные участки более древних образований (фации Уззал, Суггария, группа Дерувару и ортогнейсы Кандэ Дагомия, гранулиты Нигерии).

Не до конца выяснен вопрос о возрасте гнейсов Наталь и системы Кейс в Юго-Западной Африке (см. рисунок). Эта система долгое время считалась одной из древнейших, однако после установления изотопного возраста (в пределах 900—1090 млн. лет) пегматитов и гранитов, прорывающих породы системы Кейс, некоторые исследователи (Holmes, 1951; Тугаринов, 1966, и др.) коррелируют эти образования с отложениями складчатого Кибарского пояса. В настоящее время будто бы имеются косвенные данные о том, что значительная часть системы Кейс древнее 2600 млн. лет (Martin, 1965), а во время интервала 1000—1100 млн. лет она испытала полное изотопное омоложение. Не исключена, однако, возможность, что как и в Нигерии и Ахаггаре, среди этих образований присутствуют еще не установленные более молодые отложения, в значительной степени эродированные.

Таким образом, в ряде «активизированных» областей древнего фундамента среди заведомо древних архейских и нижнепротерозойских образований удается выделить рифейские и более молодые комплексы пород первоначально отложившихся перед циклом «омоложения». Эти образования обычно представлены парагнейсами, среди которых характерно присутствие известняков, кварцитов и графитовых сланцев.

Ввиду трудностей восстановления первичной литологии парагнейсов часто почти невозможно определить, где или в какой степени эти осадки присутствуют в гранитизированном состоянии внутри активизированной зоны. Не менее сложно в настоящее время выяснить взаимоотношения между отдельными сериями внутри таких зон ввиду маскирующего метаморфизма, которому подверглись породы, включая и те, которые отложились во время тектонического цикла, соответствующего периоду «активизации» древних образований. Картирование таких рифейских толщ порой невозможно, но сам факт их установления имеет большое теоретическое значение, так как показывает, что «активизация» древнего фундамента происходила в условиях общего погружения, а не выражалась лишь в термальных процессах.

2. Пространственная связь «активизированных» зон с соседними интракратонными складчатыми поясами. При взгляде на тектоническую

карту Африки видно, что позднедокембрийские складчатые системы (Кибариды, Катангиды, Ирумиды и др.) уходят своими окончаниями в Мозамбикский пояс, смыкаются с ним, как бы вливаясь в эту крупную структуру. Эта связь не только геометрическая. При детальном изучении восточных и северо-восточных окончаний указанных выше поясов устанавливается постепенное их выклинивание, выражающееся в том, что единый складчатый пояс становится прерывистым в виде вытянутых по простиранию пояса обрывков верхнепротерозойских образований, разделенных более древними кристаллическими породами. Примечательно, что подобные останцы прослеживаются часто и в пределах самого Мозамбикского пояса. Примером тому могут быть, например, серии Мафинги, Консе, Ндембера, находящиеся на продолжении системы Ирумид.

Мозамбикский пояс вместе с соседними интракратонными системами образует единую разветвленную сеть подвижных позднедокембрийских зон среди областей древней консолидации.

3. Линейность, вытянутость контуров «активизированных» зон, напоминающая в плане форму геосинклинальных поясов, что часто обусловлено тектоническим характером их границ. На нескольких участках Мозамбикского пояса установлено, что его западная граница, по существу представлена крупными тектоническими разломами.

Так, в Восточной Кении эта граница совпадает с уступом Нанди (Sanders, 1965). К западу от уступа граниты Нианза не деформированы, породы слабо метаморфизованы. К востоку от него образования Нианца и Кавирондо испытывают прогрессивный метаморфизм. На расстоянии 7—15 км к востоку от уступа Нанди породы разбиты системой надвигов и взбросов, падающих в восточном и северо-восточном направлении, а еще далее на восток они испытывают различные пластические деформации: течение, образование полосчатых гранодиоритных мигматитов и т. д.

В Танзании граница Мозамбикского пояса и гранитоидного массива Додома отмечена присутствием мощных катаклазитов Бубу, прослеженных к северу от Мпвампы, вытянутых в меридиональной полосе шириной до 25 км и длиной в несколько сотен километров. На границе Южной Родезии и Мозамбикского пояса следует отметить присутствие аналогичной крупной разрывной зоны Маника.

Тектонический характер западной границы Мозамбикского пояса выявлен не повсеместно, в основном из-за недостаточного детального картирования и плохой обнаженности, однако ее меридиональное направление и вытянутость контура пояса видны четко.

По-видимому, это свидетельствует о заложении подобных поясов в результате дробления фундамента глубинными разломами и превращения стабилизированного участка земной коры в новый мобильный пояс.

4. Процессы, происходившие в пределах «активизированных» зон по существу, не отличаются от тектонических и термальных процессов геосинклинальных поясов. К их числу относится складчатость, метаморфизм, горообразование, внедрение гранитоидов.

Внутренняя структура Мозамбикского пояса и Ахаггар-Нигерийской геосинклинали повсеместно характеризуется складчатостью, более интенсивной для нижних толщ и менее интенсивной для самых молодых образований. При этом разновозрастные породы, слагающие эти пояса, в настоящее время характеризуются выдержанными простираниями, что, собственно, является одной из главнейших причин выделения таких поясов. Принимая во внимание то обстоятельство, что в строении Мозамбикского пояса принимают участие образования различных складчатых поясов, которые в непосредственной близости за его пределами характеризуются своими структурными направлениями, часто почти перпендикулярными (Нианза, Додома, Булавай), следует пред-

положить значительную интенсивность динамических процессов внутри активизированных зон, приведших к изменению направления древних структур. Указанные процессы сопровождались внедрением гранитоидов и чрезвычайно сильным метаморфизмом.

Следует отметить, что степень деформации и метаморфизма в наиболее молодых толщах «активизированных» зон все же заметно слабее, так как эти образования испытали лишь одну эпоху орогенеза, соответствующую по времени процессу «активизации» и повторной деформации древних пород.

Тектонические процессы в пределах «активизированных» областей заканчивались горообразованием, о чем свидетельствует установление моласс в наиболее изученных частях подобных структур — например, серий Анэ и Нигритий в Ахаггаре. Отсутствие таких образований на юге и в центре Мозамбикского пояса, возможно, объясняется размытием и плохой изученностью.

В свете изложенного выше «активизация» некоторых участков Африки в позднем докембрии — раннем палеозое представляется как реакция первичного фундамента на заложение на нем новой геосинклинали, что выразилось в значительном метаморфизме, изменении древних структурных направлений, внедрении интрузии и изменений изотопных соотношений. Последнее хорошо наблюдается в зоне контакта Мозамбикского пояса с древним щитом в Восточной Кении (Sanders, 1965). Здесь с запада на восток выделяется три группы радиометрических возрастов: 1. 3150—2510 млн. лет — для пород Нианза и Кавирондо. 2. 1060—710 млн. лет — для деформированных гранитов и гранодиоритов Нианза, расположенных в пределах западного края Мозамбикского пояса. 3. 635—410 млн. лет — для пород внутренних частей Мозамбикского пояса.

Таким образом, между окончанием эволюции щита, сложенного породами Нианза и Кавирондо, и окончанием метаморфизма Мозамбикского пояса, был огромный отрезок времени, около 2000 млн. лет. Весьма примечательно присутствие промежуточных возрастов вблизи структурного и метаморфического фронтов Мозамбикского пояса. Эти древние породы повторно деформированы, они частично изменили свой состав и потеряли значительное количество радиоактивного аргона. Во внутренних частях пояса эти процессы были, видимо, еще более интенсивными.

Следует отметить, что такое «омоложение» древнего фундамента в пределах ложа новообразованной геосинклинали не является свойством только особых зон активизации, а наблюдается по краям и в выступах этого ложа среди известных складчатых верхнедокембрийских поясов.

Например, красный гранит Нчанга в Замбии характеризуется двумя полученными значениями радиометрических возрастов (755 и 570 млн. лет) и внедрен в докатангские породы. Гранит Лусака — синтетектонический, внедрен в осадочные породы группы Катанга к северо-западу от Лусаки и датируется радиометрически в 725 млн. лет. Полагают, что значение 725 млн. лет является верхним пределом рудной серии системы Катанга, тогда как цифры 755 и 570 млн. лет характеризуют наложенный метаморфизм гранитов Нчанга, подстилающих эти отложения (De Swardt, Drysdall, 1964).

В пределах докембрийского складчатого пояса Сиерра-Леоне для гнейсов Касилла калиево-аргоновым методом были получены значения 545 ± 20 и 1340 ± 130 млн. лет (Andrews-Jones, 1966). Близкое значение 550 ± 20 млн. лет было получено для лежащих выше гнейсов серии Марампа. Однако если последняя цифра характеризует метаморфизм и складчатость пород серий Марампа и Рокел, то первые две указывают на перекристаллизацию и наложенный метаморфизм более древних гнейсов Касилла, реагировавших, таким образом, на процессы, происшедшие в молодом поясе, заложенном на их субстрате.

Следовательно, можно прийти к заключению, что территории Мозамбикского и Ливийско-Нигерийского поясов, сложенных разновозрастными докембрийскими образованиями, в верхнем докембрии развивались аналогично интракратонным геосинклинальным системам, возникшим в результате раскалывания первичного фундамента Африки. В отличие от таких геосинклиналей «активизированные» пояса содержат наряду с сохранившимися участками развития верхнедокембрийских комплексов весьма значительные, иногда преобладающие по площади, переработанные выступы древних пород, представлявших собой «ложе» новообразованного мобильного пояса. Подобное строение рассматриваемых зон, которое выявляется в свете современных данных, подтверждает точку зрения А. Холмса о том, что Мозамбикский пояс представляет собой корни эродированной складчатой системы, существовавшей в позднем докембрии. При такой интерпретации становится понятной природа переработки древних пород, которую, как уже указывалось, можно рассматривать как реакцию ложа байкальской геосинклинали на процессы складчатости и метаморфизма в ее пределах.

Чем же вызвана и когда была указанная выше денудация, приводящая к эрозии пород огромных мощностей, которую мы можем предположить, изучая мощности отложений соседних с Мозамбикским поясом складчатых позднедокембрийских поясов. По мнению автора данной статьи, эта денудация связана с процессом рифтообразования. Здесь следует отметить исключительно важное обстоятельство, а именно приуроченность современных рифтовых и рифтоподобных структур Африки к рассматриваемым нами зонам верхнедокембрийской «активизации». Действительно, знаменитые Восточно-Африканские рифты расположены главным образом в пределах Мозамбикского пояса либо частично заходят в прилегающие интракратонные позднедокембрийские пояса. В пределах Ливийско-Нигерийского пояса мы также находим рифтоподобные структуры и проявления молодого вулканизма. В то же время вне «активизированных» зон рифты в Африке нигде не встречаются. Можно сделать весьма любопытный и важный вывод о том, что рифты закладываются только на специфическом «активизированном» докембрийском основании.

Приняв во внимание это обстоятельство, обратимся к современным представлениям о механизме рифтообразования, которые говорят о том, что рифты развиваются в основном на фоне крупных поднятий земной коры, обусловленных подкоровыми процессами, а именно поднятием астеносферы к нижней границе земной коры. Можно предположить, что интенсивный подъем земной коры, предшествующий рифтогенезу, вызывает усиленную денудацию ее поверхностных частей, которая вскрывает «активизированное» основание интракратонной геосинклинали, причину «активизации» которого мы уже разбирали выше. Поэтому отмеченная выше пространственная связь рифтов и «активизированных» зон Африки не случайна. Иначе говоря, рифтогенез обусловил образование современной структуры рассматриваемых зон, представлявших собой некогда до эрозии интракратонные складчатые пояса с возможно мощным верхнедокембрийским накоплением. Есть основания предполагать, что указанное поднятие и эрозионный срез, предшествующие рифтообразованию, происходил в мезокайнозой, о чем говорит четкая приуроченность прибрежных впадин Африки, выполненных мощными отложениями соответствующего возраста, к окраинам тех же «активизированных» зон, выступавших в то время в виде источников сноса. Взаимосвязь между рифтами и активизированными, омоложенными зонами, отмечаясь в Африке, возможно, может быть установлена и на других материках. Видимо, не случайна, например, близость Байкала и Становой области, обнаруживающих черты, близкие к африканским «активизированным» зонам. «Активизированная» область, таким образом, выступает в качестве предшественника рифта, а ее формирование — как один из этапов сложного процесса рифтогенеза.

Литература

- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории земли в свете новых данных. Примечания к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике земли». Изд-во «Мир», 1968.
- Божко Н. А. О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке. Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1969.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. вузов, геология и разведка, № 3, 1966.
- Медный пояс Северной Родезии. Под ред. Ф. Мендельсона. Перевод с английского, под ред. И. Н. Томсона. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Тугаринов А. И. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии Геохимия, № 11, 1967.
- Хаин В. Е. Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижной пояс и условия заложения западного Тетиса. Докл. АН СССР, т. 189, № 6, 1969₁.
- Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. Геотектоника, № 3, 1969₂.
- Шейнманн Ю. М. Примечания к книге Л. Казна «Геология Бельгийского Конго». Изд-во иностр. лит., 1958.
- Шейнманн Ю. М. Древняя тектоника южной части Африки. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1959.
- Шейнманн Ю. М. Примечания к книге С. Г. Хоутона «Африка южнее Сахары». Изд-во «Мир», 1966.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9. Изд. «Наука», 1964.
- Andrews-Jones D. A. Geology and Mineral Resources of the Northern Kambui schist belt and adjacent granites. Geol. Surv. of Sierra Leone, Bull. 6, 1966.
- Vagnall B. S. Geological relationships in N. E. Tanganyika and their bearing on the granites problem; 8-th Ann. Rept. Res. Inst. African Geol. Univ. Leeds, 1964.
- Baker B. H. The Mozambique belt. CCTA Second meeting. Tananarive, 1957.
- Black R. Sur L'ordonnance des chaines métamorphiques en Afrique occidentale. Chronique des mines et de la recherche minière 35^e Année — № 364, Juin, 1967.
- Brown G., Jackson R. The Arabian shield. Internat. Geol. Congr. Rept., 21-st Sees. Norden, Pt. 9. Pre-Cambrian Stratigraphy and Correlations. Copenhagen, 1960.
- Cahen L., Snelling N. The Geochronology of Equatorial Africa. North-Holland, Amsterdam, 1966.
- Holmes A. The sequence of Pre-Cambrian orogenic belts in South and Central Africa. XVIII Internat. Geol. Congr. Great Britain, 1948, Pt. 14, London, 1951.
- Hervorth L. V., Kennerley J. B., Shackleton R. M. Photogeological Investigation of the Mozambique Front in Tanzania. Nature, v. 215, 1967.
- Kennedy W. Q. The Structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500) Tectonic Episode. Res. Inst. Afr. Geol. Leeds Univ. VIII Ann. Rept., 1964.
- Martin H. The Precambrian Geology of South West Africa and Namaqualand. Cape Town, 1965.
- Johnson R. L. Preliminary account of the Structural Relationship between the Archean Shield and later orogenic belts in NE Southern Rhodesia Res. Inst. Afr. Geol. Leeds Univ., 6-th Ann. Rept., 1962.
- Pulfrey W. The age of Mozambique C. C. T. A., Second meeting, Tananarive, 1957.
- Phillips K. A. The Chindeni mobile belt, Thesis, University of Cape Town, 1961.
- Real F. Geologia de Bacia do Rio Zambere (Mozambique). Lisboa, 1966.
- Sanders L. D. The geology of the contact between the Nyanza shield and the Mozambique belt in Western Kenya. Geol. Surv. Kenya. Bull. № 7, 1965.
- Shackleton R. M. Complex history of the Mozambique belt Res. Inst. Afr. Geol. Leeds Univ., 11-th Ann. Rept., 1967.
- De Swardt A. M., Drysdall A. R. Precambrian geology and structure in Central Northern Rhodesia. Mem. Geol. Surv. Northern Rhodesia, № 2, 1964.
- Vail J. R. The Mozambique Belt of Eastern Africa Res. Inst. Afr. Geol. Leeds Univ. VIII. Ann. Rept., 1964.
- Vail J. R. An outline of the geochronology of the late Precambrian formations of eastern central Africa. 1965.
- Whittingham J. K. Geol. Surv. Tanzania Quart. Degree Sheet, № 215, 1962.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
27 сентября 1968 г.

УДК 551.24

Ч. Б. БОРУКАЕВ

О ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

Палинспастические построения являются стадией палеотектонического анализа. Они имеют целью восстановить взаимное расположение на некотором хронологическом уровне геологических тел, претерпевших впоследствии значительное тангенциальное смещение друг относительно друга, и особенно эффективны при изучении областей сдвиговой и покровной тектоники.

Методика реконструкций варьирует в зависимости от типа тангенциального смещения и основана главным образом на структурных особенностях геологических тел. В статье подробно рассматривается методика реконструкции областей чешуйчатого строения на примере Новороссийского синклинария Северо-Западного Кавказа.

При палеотектоническом анализе областей сложного строения геолог сталкивается с рядом трудностей. Складчатость, надвиго- и сдвигообразование и процессы пластического течения материала зачастую нарушают или искажают картину размещения фаций и мощностей стратиграфических подразделений. Это не может не влиять на тектонические выводы. Например, оценка градиента изменения мощности как показателя подвижности зоны существенно искажается при сильном (двух- и трехкратном) сжатии бассейна осадконакопления. Образование крупных надвигов, а в особенности шарьяжей, нарушает первичное расположение фациальных зон. Анализ затрудняется при попытке сравнения нескольких объектов, испытавших деформацию в разной мере.

Палинспастические построения позволяют «снять» эффект общего смятия или тангенциальных разрывных смещений и восстановить первоначальное взаимное расположение геологических тел. Они призваны воссоздать тектоническую ситуацию бассейна седиментации на некотором хронологическом уровне, предшествующем тектонической фазе, или строение блока подвергшегося впоследствии дроблению со смещениями отдельных его частей в тангенциальных направлениях.

Термин «палинспастический» (от греч. *παλι* — обратно, вспять и *σλαω* — тяну) введен М. Кэем (Kay, 1945). Первым опытом составления палинспастических карт является, видимо, реконструкция Пангеи (Вегнер, 1923). За рубежом палинспастические построения вошли в практику в связи с широким распространением концепции мобилизма. Среди работ этого направления отметим расчеты сокращения Альпийской (Heim, 1921) и Гималайской (Gansser, 1966) геосинклиналей, палинспастические карты Северной Америки (Kay, 1945), Центральных Аппалачей (Dennison, Woodward, 1963), Польши (Książkiewicz, red., 1962), схему Шотландского нагорья (Кеннеди, 1963) и т. п. В последние годы предпринимаются попытки реконструкции Пангеи (Horwitz, 1967; Rod, 1966).

В отечественной геологии палинспастические карты практически не составлялись. Упоминание о них имеется в монографии В. Е. Хаина (1964). Некоторыми исследователями произведены расчеты сокращения при складчатости отдельных геосинклинальных систем, главным обра-

зом Кавказской (В. П. Ренгартен, М. В. Муратов). Наиболее удачными из немногочисленных палинспастических схем являются реконструкции расположения докембрийских и палеозойских платформ в позднем палеозое—раннем мезозое (Кропоткин, 1967) и варисской структуры зоны Таласо-Ферганского разлома (Буртман, 1964).

Поскольку в методическом плане палинспастические построения еще не разработаны в должной мере, целесообразно определить их методическую основу, область применения и рассмотреть некоторые приемы реконструкций на конкретном примере.

Палинспастические построения являются промежуточной стадией палеотектонического анализа, на которой синтезируются результаты, полученные ранее, и создается основа для заключительных выводов. На эту стадию неизбежно накладывает отпечаток общая теоретическая позиция исследователя. Например, сторонники концепции примата вертикальных движений обычно вообще выпускают ее из анализа. Некоторое сходство с палинспастическими построениями в их исследованиях имеет изучение колебательных движений путем составления профилей выравнивания и т. п. Напротив, для геологов, принимающих концепцию мобилизма, именно эта стадия является главной. Палинспастические построения позволяют им установить и отчетливо продемонстрировать величину, направление, скорость смещения, оценить принятую гипотезу по структурным следствиям.

Палинспастические построения особенно эффективны при изучении областей сдвиговой и покровной тектоники. Естественно, что они требуют хорошей геологической изученности и обнаженности участков смещений. Построения значительно затрудняются или становятся невозможными в областях интенсивного проявления послыдного перемещения материала, послескладчатого метаморфизма. Методика построений практически не зависит от масштаба исследований.

В соответствии с выделяемыми типами тангенциальных смещений можно различать палинспастические построения разного рода.

Реконструкции областей сдвиговой и раздвиговой тектоники близки по методике и основаны на методе аналогий. Тщательно исследуются торцовые и диагональные сочленения геологических границ с поверхностью смесителя разрыва, конфигурация этой поверхности и структурно-вещественные ассоциации блоков. Блоки объединяются в одно тело путем перемещения одного из них в направлении, обратном установленному смещению, на величину амплитуды разрыва (Буртман, 1964; Кеннеди, 1963; Ногwitz, 1967). Методика выявления сдвигов и определения их амплитуды разработана наиболее подробно (Буртман и др., 1963). Реконструкции осуществляются в виде карт и схем.

Реконструкции складчатых областей (преимущественно областей полной складчатости) производятся путем расчетов сокращения площади, занимаемой пластом до складкообразования, в предположении неизменности площади поверхности пласта. Часто исследователи ограничиваются указанием величины (Gansser, 1966) или степени (Муратов, 1940) сокращения, реже составляются палинспастические карты. Новейшие реконструкции осуществлены Д. Деннисоном и Х. Вудвордом (Dennison, Woodward, 1963) для Центральных Аппалачей. Д. Деннисон произвел расчеты по 102 опубликованным геологическим разрезам региона. Х. Вудворд оценил степень сжатия типичной для Аппалачей складки и учел сокращение площади за счет покровов. Оба автора составили палинспастические карты, оказавшиеся весьма сходными, и пришли к близкой оценке степени сокращения площади бассейна (42—45%).

Наименее разработана методика реконструкции областей развития шарьяжей и чешуйчатого строения, хотя необходимость учета тангенциальных смещений по крупным надвигам как на палеотектонических,

так и на тектонических картах признается все большим числом исследователей. В. Е. Хаин предложил «возвращать» шарьяжи в зоны их корней (независимо от ширины последних), опираясь на региональную сеть крутопадающих разломов. При этом восстанавливается соотношение фациальных зон, но не ставится вопрос об их первоначальном положении, а построения ведутся на современной топографической основе.

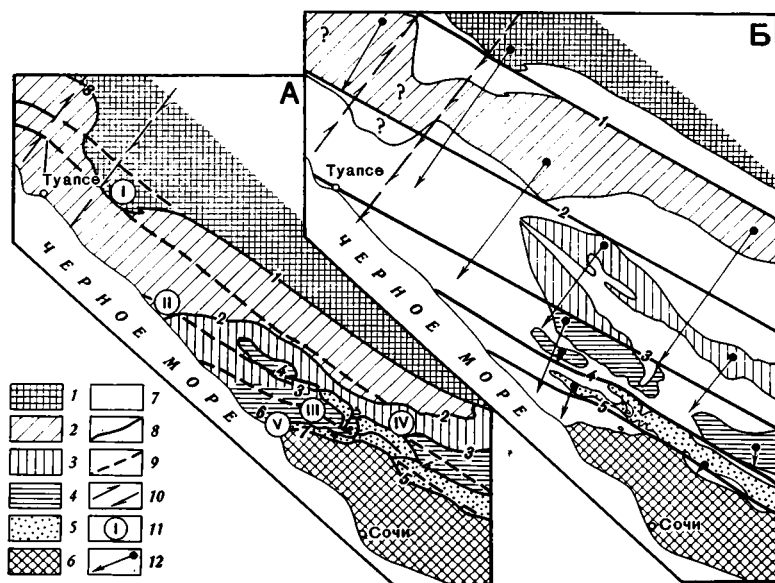


Схема структурно-фациальной зональности юго-восточной части Новороссийского синклиория (А) и реконструкция расположения зон на этапе седиментации (Б)

1-6 — структурно-фациальные зоны. Центральный антиклинорий: 1 — Гойтхская; Новороссийский синклиорий: 2 — Амушко-Лазаревская; 3-4 — Чвежипсинская (3 — северная, 4 — южная подзоны); Рионский межгорный прогиб; 5 — Ахцу (шовная антиклиналь); 6 — Абхазская; 7 — участки бассейна, ныне недоступные для наблюдений (перекрытые фациями северных зон, уничтоженные эрозией и скрытые под водами Черного моря); 8 — крупные разрывы; 9 — флексуобразные перегибы в покровных комплексах; 10 — границы Туапсинской зоны поперечных сдвигов (стрелки указывают направление смещения); 11 — наиболее крупные шарьяжи; 12 — векторы минимального смещения на стадии регионального сжатия.

Цифрами обозначены шарьяжи: I — Псеушхинский; II — Лазаревский; III — Воронцовский; IV — Кепшинский (парааллохтон); V — Мамайский (параавтохтон), надвиги и взбросы (на палинспастической схеме одноименные конседиментационные разломы): 1 — Бекишейский, 2 — Чемитокважинский, 3 — Кепшинский, 4 — Агвайский, 5 — Монастырский, 6 — Воронцовский, 7 — Мамайский, 8 — Безепский

Автором предпринята попытка составления палинспастической карты юго-восточной части Новороссийского флишевого прогиба для позднеюрско-эоценовой стадии его развития. Рассмотрим этот пример, чтобы показать некоторые условия и приемы палинспастических построений, а также способы их оценки.

Юго-восточная часть Новороссийского синклиория расположена между Центральным антиклинорием Большого Кавказа и Рионским межгорным прогибом. В ее составе выделяются две структурно-фациальные зоны: Амушко-Лазаревская и Чвежипсинская, которая разделяется, в свою очередь, на северную и южную подзоны (рис. 1, А). Каждая из зон (подзон) характеризуется особым типом разреза и структуры (Хаин и др., 1962). Зоны (подзоны) ограничены крупными разрывами, развившимися из конседиментационных разломов и представляющими собой в большинстве надвиги. По простираению, которое меняется от кавказского до субширотного, надвиги обычно переходят в шарьяжи. Так, Бекишейский надвиг связан с Псеушхинским шарьяжем, Агвай-

ский — с Воронцовским и т. д. Складки, которые в данном районе наклонены или резко опрокинуты к юго-западу, субпараллельны надвигам на участках кавказского их простирания и срезаются — на субширотных. Такие же закономерности характерны для изопах и фациальных границ. Ширина зон (подзон) значительно варьирует, а порядок чередования, который местами устанавливается четко, нарушается на участках покровного строения. В юго-восточном направлении Новороссийский синклинорий резко сужается и выклинивается, а Центральный антиклинорий граничит по надвигу непосредственно с межгорным прогибом. Таким образом, область обнаруживает явные признаки чешуйчатого строения.

На северо-западе рассматриваемая часть синклинория ограничена Туапсинской полосой поперечных сдвигов (Борукаев, Дьяконов, 1964). К северо-западу от последней структура синклинория резко меняется: складчатость упрощается, а среди разрывов преобладают взбросы. В Гойтхской зоне Центрального антиклинория отложения, синхронные флишевым, образуют широкие наложенные мульды, а в Абхазской зоне межгорного прогиба — коробчатые складки. Особо выделяется шовная антиклиналь Ахцу, представленная барьерным рифом (кордильерой) верхнеюрских известняков. В своей северо-западной части антиклиналь (как и часть Абхазской зоны) перекрыта флишевыми отложениями Воронцовского шарьяжа, корни которого лежат в Чвежипсинской зоне. Однако положение зоны Ахцу в этой части достоверно устанавливается, поскольку ограничивающие ее Монастырский и Агвайский разломы «просвечивают» через аллохтон, выражаясь в виде флексурообразных перегибов и сопровождающих их разрывов малой амплитуды. В ряде мест породы этой зоны выходят на поверхность, нарушая сплошность аллохтона и образуя тектонические окна (Борукаев, Буртман, 1964).

«Просвечивание» конседиментационных разломов и структуры автохтона через аллохтонные комплексы, являющееся, по-видимому, следствием изостатического выравнивания после покровообразования, позволяет наметить региональную сеть разломов, ограничивающих на этапе седиментации структурно-фациальные зоны. Это явление помогает также установить минимальную амплитуду смещения шарьяжей. Однако региональная сеть еще не определяет первоначального положения разломов, поскольку большинство из них в современной структуре сближено. О сближении говорит, в частности, то, что ширина шарьяжей часто превосходит ширину зоны их корней. В то же время пластины покровов не представляют собой бесструктурной массы, как можно было бы полагать в случае их гравитационного происхождения. Последней точке зрения противоречат также повсеместный северо-восточный наклон поверхностей сместителя надвигов, наличие в основании шарьяжей пластов пород, одновозрастных обнажающимся в зоне корней. Следует также отметить, что в большинстве своем шарьяжи не оторваны от корней, а тесно с ними связаны.

Структурные исследования показали, что, несмотря на свою сложность и напряженность, складчатость рассматриваемого района близка по типу к концентрической. Изучение разрезов с применением флишевой методики в самых различных структурных обстановках позволило установить почти полное отсутствие следов послынного перемещения материала. Изменения мощностей стратиграфических подразделений связаны с фациальными, а не тектоническими причинами, ибо отражаются через изменения в мощности пластов зернистых, а не пелитоморфных пород.

Изложенные особенности структуры позволили при построении палинспастической карты принять ряд постулатов: 1) о ведущей роли разрывных смещений в структуре, 2) о строгости и неизменности в чередовании структурно-фациальных зон на этапе седиментации

3) о линейности этих зон при более или менее постоянной ширине, 4) о второстепенной роли гравитационного тектогенеза при образовании шарьяжей, 5) о постоянстве площади и объема пласта в процессе покровообразования. Это позволило, в частности, избежать распрямления складок, которое увеличило бы восстановленную площадь бассейна еще на 20—40%. Таким образом, полученная схема отражает лишь минимальную величину бассейна.

После принятия перечисленных постулатов реконструкция труда не представляет и сводится к последовательному возвращению покровных комплексов в первоначальное положение с учетом направления и амплитуды смещения, ширины структурно-фациальных зон и положения реперных разломов региональной сети. Реконструкция осуществлялась следующим образом.

За геодезический репер были приняты зоны Ахцу и Абхазская, не претерпевшие значительного сближения на стадии регионального сжатия (в зону Ахцу был возвращен Мамайский параавтохтон, обнаруживающий с ней сходство фаций). Таким образом, было закреплено первоначальное положение Агвайского разлома, ограничивавшего флишевый трог с юга. Поскольку достоверно установлена принадлежность к Южно-Чвежипсинской подзоне Дагомысского тектонического полуокна, последнее было перемещено в северо-восточном (антикавказском) направлении на величину амплитуды надвига. Та же процедура была проведена по отношению к юго-восточной части названной подзоны (с учетом влияния небольшого меридиального сдвига). В результате оба эти участка расположились непосредственно севернее Агвайского разлома.

Сложнее решается вопрос о положении Воронцовского шарьяжа. Фации его лобной части (район Пластунских ворот), несомненно, являются более удаленными от кордильеры, чем фации Дагомысского полуокна. Максимальная амплитуда смещения шарьяжа наблюдается в прибрежной полосе, минимальная — в бассейне р. Кудепсты. Шарьяж был перемещен к северо-востоку на эту минимальную амплитуду и затем с закреплением южной точки развернут по часовой стрелке, так чтобы фронт его расположился севернее Дагомысского полуокна. В результате граница Северо- и Южно-Чвежипсинских фаций определила первоначальное положение Кепшинского разлома. Разлом этот примерно параллелен Агвайскому.

Кепшинский парааллохтон¹ постепенно увеличивает амплитуду смещения от прибрежной полосы к бассейну р. Псоу. При составлении схемы он развернут на соответствующую угловую величину против часовой стрелки, будучи закреплен в крайней западной точке. Севернее намеченного при этом участка проведена линия, примерно параллельная Кепшинскому разлому. Она определила первоначальное положение Чемитокваджинского разлома. За эту линию на северо-восток отодвинута южная точка Лазаревского покрова. После закрепления этой точки и разворота Амурско-Лазаревской зоны против часовой стрелки Бекишейский разлом был приведен в положение, параллельное Кепшинскому, т. е. в близкое к первоначальному. Завершение реконструкции состояло в «отодвигании» Псеуштинского шарьяжа за эту линию. В итоге была получена палинспастическая схема (рис. 1,Б)

Огромные трудности, пока не преодоленные, возникли при реконструкции Туапсинской зоны сдвигов, представляющей собой своеобразную тектоническую макробрекцию. Этот вопрос решен лишь в самых грубых чертах.

¹ Парааллохтон — тектоническая форма, подобная шарьяжу, но не вышедшая из пределов зоны корней.

Полученная палинспастическая основа была использована для составления 18 палеотектонических схем для разных отрезков позднеюрско-эоценового этапа развития прогиба. Расположение фациальных границ и изопах на них значительно упорядочилось по сравнению со схемами на обычной топооснове. В результате составления схем выявлены некоторые интересные особенности истории региона. В частности показано, что 1) южная ветвь Пшехино-Адлерской поперечной зоны (Хаин, Ломизе, 1961) имеет не меридиональное, как предполагалось, а северо-восточное простирание; 2) Туапсинская зона сдвигов генетически связана со всей системой шарьяжей юго-восточной части синклиория, являясь их фланговым ограничением; 3) эта зона развивалась конседиментационно по крайней мере с позднего мела.

Оценка палинспастических построений, основанных на структурных признаках, может быть произведена с помощью смежного метода. Так, А. Гансером показана достоверность вычисленного им смещения Индийской платформы к северу на 500 км исследованием размещения палеоботанических зон (Gansser, 1966). Р. Хорвиц, реконструировавший положение материков в позднем докембрии, указывает, что на полученной схеме весьма компактна площадь кембрийской провинции Redlichia (Horwitz, 1967).

В приведенном примере реконструкция оценивалась с привлечением данных гравиразведки. Юго-восточнее Туапсинской зоны поперечных сдвигов в синклиории скачкообразно возрастает мощность «гранитного» слоя при постоянной — «базальтового» (Авдулов, 1963). Коэффициент увеличения равен 3. Нет никаких оснований предполагать разнородность фундамента прогиба в разных частях синклиория. В то же время основное различие их, как было показано, состоит в широком развитии шарьяжей в юго-восточной части и отсутствии их — в северо-западной. После оставления палинспастической схемы был рассчитан коэффициент сжатия прогиба на стадии покровообразования, который оказался равным 2,8—2,9. По-видимому, нагромождение шарьяжей в юго-восточной части синклиория сопровождалось образованием мощных «корней» с плотностью, близкой к плотности «гранитного» слоя. Совпадение коэффициентов убеждает в правомочности проведенных построений. Дополнительным подтверждением явилось то, что на полученной схеме Бекишейский и Безепский разломы, ныне разъединенные, слились в один. Как показывают палеогеографические исследования, эти разломы на этапе седиментации ограничивали флишевый трог с севера.

Палинспастические карты могут использоваться для составления на их основе палеогеографических и палеоструктурных схем. Палинспастические построения должны войти полноправным составным элементом в палеотектонический анализ. Они, в частности, должны решить вопрос о дрейфе континентов в прошлом.

Автор признателен Ю. А. Косыгину за обсуждение статьи и В. Е. Хаину, под руководством которого была начата эта работа.

Литература

- Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. Сов. геология № 9, 1963.
- Борукаев Ч. Б., Буртман В. С. Тектонические окна в Воронцовском покрове (Северо-Западный Кавказ). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIX, № 5, 1964.
- Борукаев Ч. Б., Дьяконов А. И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 155, № 3, 1964.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 104, Изд-во «Наука», 1964.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонталь-

- ные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Изд-во «Восток», Берлин, 1923.
- Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен. В сб. «Проблемы перемещения материков», Изд-во иностр. лит., 1963.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XVIII, № 2, 1940.
- Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти, Азнефтеиздат, Баку, 1954.
- Ханн В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. В сб. «Геология Центрального и Западного Кавказа». Гостоптехиздат, 1962.
- Ханн В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Dennison J. M., Woodward H. P. Palinspastic maps of Central Appalachians. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol., v. 47, No. 4, 1963.
- Gansser A. The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interpretation. Eclogae geol. helv., v. 59, No. 2, 1966.
- Heim A. Geologie der Schweiz. Leipzig, 1921.
- Horwitz R. C. Pangey and some units in the Precambrian and the Palaeozoic. Tectonophysics, v. 4, No. 1, 1967.
- Kay M. Palaeogeographic and palinspastic maps. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 29, No. 4, 1945.
- Książkiewicz M. (red.) Atlas geologiczny Polski. Zagagniene stratigraficzno-facjalne. Zeszyt 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych Warszawa, 1962.
- Rod E. Clues to ancient Australian geosutures. Eclogae geol. helv., v. 59, No. 2, 1966.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
7 октября 1969 г.

УДК 551.24 + 551.12 (234.851)

Б. А. ГОЛДИН, В. Н. ПУЧКОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ БАЙКАЛИД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Магматические формации байкалид Приполярной части Центральной структурной зоны герцинского Урала могут быть рассмотрены в рамках единого тектонического процесса. Выясняется их тесная связь с определенными осадочными формациями, приуроченность к тому или иному этапу развития и определенным структурам территории. Обращено внимание на широкое развитие в течение байкальского этапа процессов гранито-гнейсового диапиризма.

Широко известно, что размещение конкретных парагенезисов магматических пород контролируется определенными тектоническими структурами и ограничивается теми или иными этапами их развития. С другой стороны, от конкретных особенностей магматических процессов нередко зависят важные специфические черты морфологии формирующихся структур. Магматизм является в известном смысле одним из тектонических процессов.

Связь тектоники и магматизма Приполярного Урала до настоящего времени была одной из слабо изученных проблем, которую затрагивали лишь попутно с рассмотрением других вопросов (Сирин, 1945, Фишман и др., 1960; Фишман, Голдин, 1963; Голдин, Фишман, 1967). Особенно это относится к его Центральной структурной зоне.

В результате исследований, проведенных в последнее десятилетие, получены новые данные, позволяющие провести формационное расчленение магматических пород Центральной зоны и увязать процессы их формирования с определенными этапами развития и формирования структур территории.

Центральная структурная зона герцинской складчатой области Приполярного Урала представляет собой узкую линейную полосу выходов на поверхность преимущественно древних (раннепалеозойские и протерозойские) метаморфических толщ (рис. 1). Для нее, также как и для антиклинория Уралтау, характерно широкое развитие разнообразных магматических пород.

Центральная зона отделена с востока от Восточно-Уральской Главным Уральским разломом, а от Западно-Уральской — серией разломов и флексур менее глубокого заложения.

Анализ особенностей напластования и взаимоотношений свит Центральной зоны позволяет более или менее уверенно разделить их на 2 структурных этажа, первый (доуралиды, по Н. П. Хераскову) из которых отвечает байкальскому циклу развития и второй (уралиды) — каледоно-герцинскому. Возможно, что наблюдающийся в низах разреза комплекс кристаллических сланцев и гнейсов следует выделить в еще более древний (карельский) этап, однако взаимоотношения николайшорской свиты (нижний — средний протерозой?) с лежащими выше отложениями обычно затушеваны последующими деформациями.

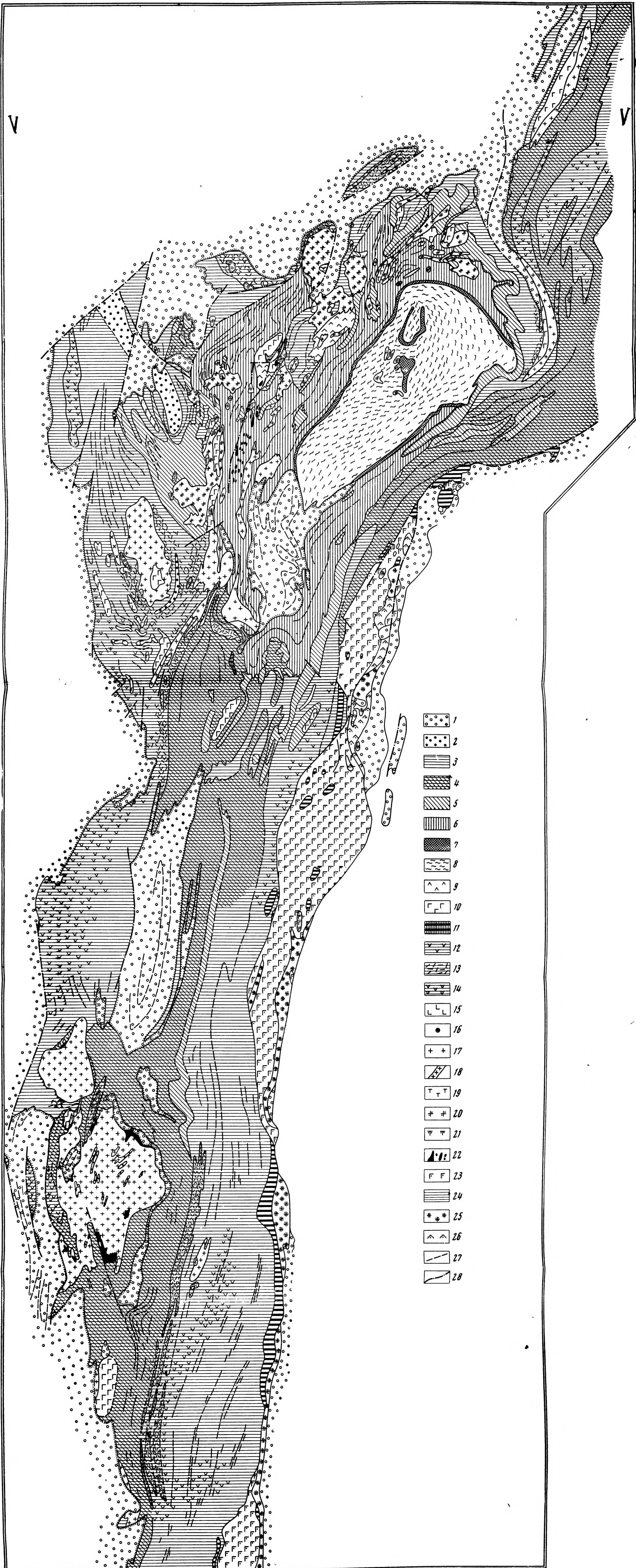


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Центральной зоны Приполярного Урала. (Сост. В. Н. Пучков, по данным геологов КФАН СССР, УТГУ, ТТГУ и материалам личных исследований)

Палеозой: 1 — ордовикские и более молодые отложения палеозойского возраста. Протерозой: 2 — лаптолайская свита (венд — нижний кембрий?), полимиктовые песчаники, туфопесчаники, кварцево-серпентинитовые сланцы, с линзами конгломератов; 3 — маньинская свита (верхний рифей — венд), кварцево-хлоритовые, кварцево-серпентинитовые, филлитовые и др. сланцы, с прослоями и линзами мрамора — в низлах толщ и осколками и кислыми эффузивами — в ее верхах; 4 — маньинская и хобенинская свиты нерасчлененные; 5 — хобенинская свита (средний — верхний рифей?), кварциты, аркозы, конгломераты, кварцево-серпентинитовые, кварцево-хлоритовые сланцы; 6 — пуявинская и цокуринская свиты нерасчлененные (нижний — средний рифей?), кварцево-сланцевые, кварцево-хлоритово-сланцевые сланцы, иногда с гранатом, кианитом, андалузитом, гнейсы. В верхней части местами прослой слюдистых мраморов; 7 — ошизская свита (нижний рифей?), слюдистые полевшопатные кварциты, линзы мраморов; 8 — николайшорский гнейсовый комплекс (нижний — средний протерозой?), кварцево-хлорито-биотитовые, кварцево-сланцево-гранатовые, роговообманковые сланцы с прослоями кварцитов. Двуслоядные, роговообманковые и биотитовые гнейсы. Магматические породы: Байкальские — эвгеосинклинальные образования: 9—11 — габбро-диорито-диабазовая формация (9 — кварцевые диориты; 10 — габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты; 11 — горнблеидиты, пироксениты, серпентиниты); 12 — базальтовая формация (диабазы, реже базальтовые, андезитобазальтовые порфириты и их туфы); 13 — липаритовая формация (липаритовые порфириты и их туфы, реже дацитовые порфириты, спилиты, трахиты и их туфы); 14 — трахандезито-базальтовая формация (базальтовые, диабазовые и трахандезитовые порфириты, спилиты, трахиты и их туфы); 15 — габбро-монцитито-сиенитовый комплекс (габбро-сиенито-диориты, монцититы, кварцевые сиениты, сиениты); 16 — формация пикритов (пикритовые порфириты); 17—22 — полихронный ряд гранитоидных формаций; 17 — граниты; 18 — аляскиты, лейкограниты; 19 — гранодиориты (1 группа гранитоидных массивов); 20 — граниты; 21 — гранодиориты (II группа гранитоидных массивов); 22 — метаграниты

Нижне-среднепалеозойские интрузии: 23—24 — габбро-периодотитовая формация (23 — габбро и габбро-диориты; 24 — периодиты, дуниты, серпентиниты); 25—26 — плаггиогранитная формация (25 — плаггиограниты; 26 — кварцевые диориты, гранодиориты); 27 — простирания пород; 28 — разломы

Взаимоотношения байкальского и каледоно-герцинского этажей изучены достаточно хорошо, чтобы попытаться восстановить основные черты строения байкальской складчатой области, искаженные более поздними наложенными деформациями.

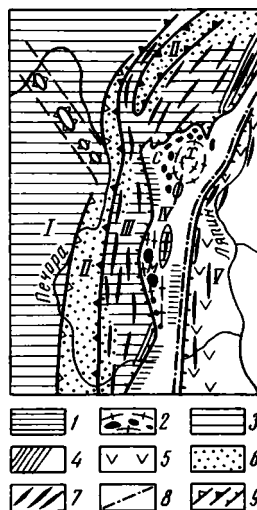
СТРУКТУРЫ БАЙКАЛИД

Данные о распространении базальных отложений ордовика в пределах Центральной зоны и о минимальном сокращении поперечника зоны в результате герцинской складчатости позволяет восстановить самые общие черты доуральской структуры байкалид. Результаты реставрации позволяют выделить в пределах доуралид Центральной зоны реликты следующих первичных структур (рис. 2).

Рис. 2. Тектоническая схема Приполярного, частично Северного Урала и смежной части Восточно-Европейской платформы

I — Восточно-Европейская платформа с Печоро-Кожвинским валом. II — Нескладчатая зона Предуральяского краевого прогиба. III — Западная структурная зона герцинского складчатого Урала (вместе со складчатой зоной Предуральяского краевого прогиба), IV — Центральная структурная зона герцинского Урала. V — Восточная структурная зона

Реликты байкальских структур: 1 — синклиории; 2 — антиклиории (С — Саблинский синклиорий, М — Маньхамбовский антиклиорий, Х — Хобеизский антиклиорий). Герциниды и их платформенные аналоги: 3 — платформенные формации палеозойского возраста; 4 — «сланцевые» формации палеозойской геосинклинали; 5 — преимущественно вулканогенные формации палеозойской геосинклинали; 6 — орогенные формации пермско-триасового возраста; 7 — простирающие герцинских складок; 8 — Главный уральский глубинный разлом; 9 — структурные линии



1. **Маньхамбовский антиклиорий** располагался в области левых притоков верхнего течения р. Илыч, имел северо-северо-западные простирающие, протяженностью свыше 100 км и характеризовался линейностью (соотношение осей 1:3). Оба крыла его, по-видимому, были сложены преимущественно вулканогенными толщами маньинской свиты; в настоящее время западное крыло перекрыто комплексом смятых в складки и опрокинутых к востоку осадочных пород среднего структурного этажа (нижний палеозой), реликты восточного можно наблюдать в пределах Центрально-Уральской зоны, где породы маньинской свиты залегают с преимущественным крутым (50—80°) падением к востоку.

В ядре антиклиория помимо отложений, принадлежащих низам маньинской свиты, на дневную поверхность выходят отложения хобеинской свиты, а возможно, и более древние. В осевой части антиклиория размещаются вытянутые в цепочку интрузивы габбро-диоритно-диабазовой и гранитоидной формаций. При общей вытянутости антиклиория в непосредственной близости от интрузив имелись резкие и закономерные изменения простирающих пород — последние как бы обтекали интрузивы, образуя структуры обтекания.

2. **Хобеизский антиклиорий** был расположен в северо-восточной части рассматриваемого района — преимущественно в области современного восточного склона Приполярного Урала. Эта структура гораздо более изометрична: соотношение ее осей составляло примерно 1:2 или

даже 1 : 1,5, при этом длинная ось имела северо-северо-восточное или субмеридиональное простирание. Вследствие сокращения пространства при наложении линейной герцинской складчатости структура была несколько искажена.

От ядра к крыльям этой описываемой куполовидной структуры последовательно сменялись выходы всех свит доордовикского метаморфического комплекса: от наиболее древней николайшорской до наиболее молодых — маньинской и лаптопайской (см. рис. 1). Важной особенностью является то, что в ее ядре обнажается входящий в николайшорскую свиту гнейсовый комплекс, представленный биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Здесь выведены на поверхность породы доордовикской зоны ультраметаморфизма, смятые в сложные лежащие складки. Интрузивы гранитоидов и габброидов в этой части структуры на рассматриваемом уровне эрозионного среза играют весьма подчиненную роль. Основная их масса располагается на крыльях структуры, окружая ядро с юго-запада-запада, севера и северо-востока полосой в виде неправильной подковы.

3. **Саблинский синклиний** располагается в пределах Центрально-Уральской зоны уралид, между Маньхамбовским и Хобеизским антиклинориями. О морфологии этой структуры можно судить еще с меньшей уверенностью и подробностью, чем о морфологии ранее описанных антиклинориев. Ядро этого синклиория в пределах Центрально-Уральской зоны сложено преимущественно вулканическими породами маньинской свиты. Юго-восточная оконечность синклиория характеризовалась северо-северо-западным простиранием его западного крыла и северо-северо-восточным — восточного. Простирание оси синклиория здесь близко к меридиональному, с некоторым отклонением к западу. Вблизи южного замыкания синклиория расположен Малопатокский гранитный массив. В области северо-восточного крыла располагается Вангырский межгорный прогиб, выполненный эффузивно-терригенной толщей лаптопайской свиты (нижняя моласса).

Рассмотренные структуры, сформировавшиеся к началу палеозоя, являлись частью обширной байкальской складчатой области, общие черты которой описаны Р. А. Гафаровым (1963). В течение кембрия складчатая область подвергалась глубокой эрозии. Конец кембрия ознаменовался раскалыванием молодой байкальской платформы и развитием новых геосинклинальных прогибов, план которых сильно отличается от байкальского. Структурно-формационный анализ каледоно-герцинского комплекса показывает, что на территории Центральной зоны Урала в течение промежутка времени с ордовика до перми происходило накопление формаций геосинклинального («сланцевого») облика на востоке и платформенного формационного облика на западе. Мощность последних, по-видимому, достигала 10 км, что соответствует погружению байкальского комплекса на 10-километровую глубину в пермское время.

Трудность формационного анализа комплекса доуралид обусловлена прежде всего неравномерным и местами весьма интенсивным метаморфизмом слагающих его пород. В сильно метаморфизованных толщах первичный парагенезис как минералов, так и пород заменен новым, являющимся конечным продуктом не одного крупного тектонического события, а двух или более. Такие формации полициклического генезиса нельзя ставить в один ряд с формациями первичной генерации. Поэтому в случае, если первичная формационная принадлежность того или иного парагенезиса не может быть установлена с достаточной уверенностью, мы предлагаем выделять его в качестве «метаформации» (т. е. вторичной, измененной формации).

В Центральной структурной зоне в отложениях байкальского этапа выделяются пять вулканогенных и пять интрузивных формаций, а также одна метаформация. Описание формаций дается нами в основном в хронологическом порядке их возникновения; исключение составляет полихронный ряд гранитоидных формаций.

Диабазовая (базальтовая) вулканогенная метаформация с возрастом более 800 млн. лет. Выходы составляющих ее пород размещаются в пределах северо-западного крыла Хобейзского антиклинория (среднее и верхнее течение р. Николай-шор, истоки рек Б. Патока, Шокурьи и Маньи). Однако Хобейзский антиклинорий, по-видимому, не контролировал размещение пород описываемой формации: образование этой структуры связано с более поздними этапами развития геосинклинали. Вулканогенные породы пуйвинской свиты образуют пачки мощностью до 100 м, составляя 10—30% общего объема свиты. В их чередовании не улавливается какой-либо закономерности, однако следует отметить частую приуроченность вулканогенных образований к отложениям со значительной карбонатной зараженностью.

В строении лавовых покровов, мощность которых обычно не превышает 10—25 м, принимают участие афировые, реже порфировые базальтовые метапорфириты и диабазы; лаво- и пирокластический материал играет подчиненную роль.

Эти эффузивы чередуются с темными кварцево-сланцевыми, кварцево-сланцево-хлоритовыми сланцами, которые представляют собой, скорее всего, метаморфизованные аргиллиты и алевролиты, типа аспидных сланцев.

К области развития вулканогенных пород часто приурочены синхронные им гипабиссальные тела гипербазитов и габбро (габбро-диабаз-перидотитовая метаформация). Ультраосновные породы, представленные перидотитами гарцбургитового ряда, пироксенитами, нередко серпентинизированными, часто связаны с габбро и габбро-амфиболитами постепенными переходами. Они образуют обычно линзовидной формы тела, вытянутые в субмеридиальном направлении согласно простиранию вмещающих их толщ. Длина массивов по простиранию достигает 3—4 км при ширине 400—500 м (район р. Осе-ю).

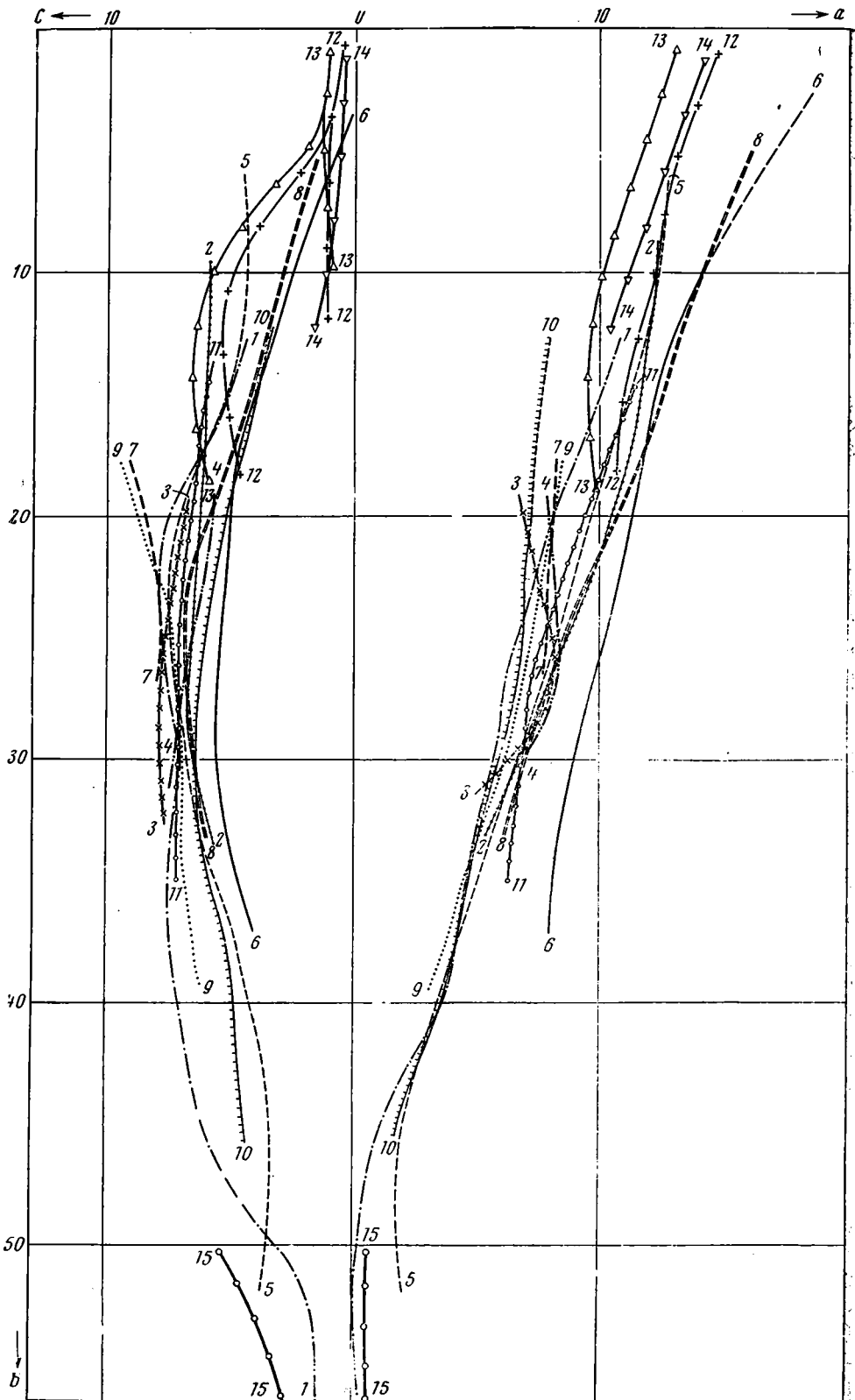
Вулканогенные образования, входящие в состав шокурьинской свиты, переслаиваются с карбонатными породами, часто замещая их по простиранию. В строении покровов здесь принимают участие метадиабазы, реже спилиты и альбитофиры; их туфы и лавобрекчии также играют подчиненную роль.

Эффузивному вулканизму синхронны и комагматичны небольшие гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, габбро, диоритов, реже плагиогранитов. Они слагают силлы, дайкообразные или линзообразные тела.

В большинстве случаев вулканогенные породы изменены и превращены в хлоритовые, эпидот-хлорит-роговообманковые, эпидот-кварц-кальцит-хлоритовые сланцы.

В неизмененных вулканогенных породах диабазовой метаформации увеличение содержания SiO_2 сопровождается повышением количества щелочей и железа, что по Осборну (Osborn, 1959) присуще известково-щелочным сериям. В то же время в интрузивах, обладающих довольно высокой степенью дифференцированности, наблюдается относительно постоянное содержание SiO_2 при переменных значениях фракционирования, что по Осборну соответствует толеитовым сериям пород.

¹ Магматические формации мы выделяем, пользуясь их определением данным Ю. А. Кузнецовым (1964).



Базальтовая формация. (680—600 млн. лет). Породы этой формации слагают главным образом верхи нижней и низы верхней толщи маньинской свиты К. А. Львова (1959). Нижние ее горизонты переслаиваются как с тонкообломочными терригенными (кварциты), так и карбонатными осадками (известняки, доломиты).

В структуре байкалид выходы базальтовой формации наблюдаются на большой площади и располагаются главным образом по периферии Хобеизского и Маньхамбовского антиклинориев и в пределах Саблинского синклиория.

В базальтовой формации присутствуют породы эффузивной и гипабиссальной фации. Наиболее обычны образования лавовых покровов диабазовых, реже андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, составляющих до 90% мощности формации. Сравнительно редко, на участках местных поднятий, встречаются лавы андезитовых, дацитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Покровы часто группируются в пачки мощностью до нескольких сотен метров. Лаво- и пирокластические образования и лавобрекчии базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов распространены локально, образуя в отдельных участках линзовидные тела. Породы гипабиссальной фации — пластовые залежи, силлы и дайки габбро-диабазов, диабазов, диоритов и диабазовых порфиритов — отмечаются как в поле развития вулканогенных образований, так и среди лежащих ниже пород метаморфической толщ. Продукты метаморфизма пород базальтовой формации, пользующиеся широким распространением, представлены обычно зелеными сланцами с переменным содержанием альбита, актинолита, эпидота, цоизита, хлорита и кварца.

По петрохимическим особенностям большая часть пород принадлежит к нормальной известково-щелочной ассоциации. Положение вариационной линии пород базальтовой формации указывает иногда на их незначительно повышенную щелочность по сравнению со средними типами по Дели (рис. 3).

Габбро-диорито-диабазовая интрузивная формация. Она тесно связана с базальтовой вулканогенной формацией и является ее интрузивным аналогом, что находит отражение в их минеральном и химическом составе. В типичном своем развитии эта формация наблюдается в районе истоков рек Хобе-ю, Народы, Парнука и Мань-Хобею и описана под названием парнукского габбро-диоритового комплекса. (Голдин, Фишман, 1967).

В байкальской структуре габбро-диорито-диабазовая формация приурочена к северо-западному крылу Хобеизского антиклинория. Она моложе базальтовой формации. Выходы габбро-диорито-диабазовой формации тяготеют преимущественно к крыльям антиклинальных структур различных порядков, осложненных разломами, там, где эрозионный срез достигает определенной глубины (в основном, уровень хобеинской и верхов пуйвинской свит).

Вокруг крупных массивов, таких как Парнукский и Хобеинский, наблюдаются резкие отклонения простираций вмещающих метаморфических сланцев, которые как бы облекают массив. Подобное явление мо-

←

Рис. 3. Сводная вариационная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) магматических пород Западного склона Приполярного Урала

Вариационные линии: 1 — пуйвинско-шокуринская диабазовая метаформация (нижний — средний рифей?); 2 — маньинская базальтовая формация (верхний рифей — нижний кембрий?); 3—4 — субвулканическая фация базальтовой формации (3 — бассейн р. Нямги; 4 — водораздел рек Б. Паток и Вангыр); 5 — парнукский габбро-диоритовый комплекс; 6 — трахиандезит-базальтовая формация (О); 7 — андезито-базальтовая формация (О); 8 — габбро-мондонито-снетитовый комплекс (О); 9 — верхнепечорский габбро-долеритовый комплекс (Д₂); 10 — пайхойский габбро-диабазовый комплекс (Д?); 11 — лемвинская андезито-базальтовая формация (Д); 12 — сальнерско-маньхамбовский гранодиорит-гранитный комплекс (I группа) (Ст₁); 13 — кожимский гранитоидный комплекс (II группа); 14 — липаритовая формация (Ст₂); 15 — формация пикритовых порфиритов (О)

жет рассматриваться как признак активного внедрения интрузий в условиях пластического течения вмещающих пород при подъеме магмы.

Довольно часто массивы группируются в протяженные пояса.

Главная интрузивная фаза этой формации представлена габбро, габбро-диабазами, диоритами и кварцевыми диоритами, реже встречаются горнблендиты, пироксениты и серпентиниты, образующие линзовидные тела среди габбро. Вторая фаза — гранодиориты, плагиограниты и тоналиты слагают небольшие вытянутые тела (0,5×2 км). К жильным породам относятся диабазы и мелкозернистые диориты. Породы габбро-диоритово-диабазовой формации обычно захвачены значительным метаморфизмом вплоть до образования роговообманковых гнейсов и амфиболитов, а также различных бластомилонитов и катаклазитов.

Липаритовая формация. Породы этой формации в основном относятся к верхам маньинской свиты К. А. Львова (1959). Их наиболее древние определения абсолютного возраста по К—Аг-методу равны 590—560 млн. лет, что соответствует позднему венду — раннему кембрию. Выходы пород липаритовой формации приурочены к периферии антиклинориев. Сейчас не представляется возможным установить, контролировалось ли размещение липаритовой формации (в момент ее образования) разломами, или оно зависело от расположения складчатых структур; в то же время легко заметить, что в структуре, сформировавшейся к началу ордовика, эта формация занимает довольно определенную позицию. В большинстве случаев имеется довольно четкая пространственная и парагенетическая связь липаритовой формации с гранитоидной; породы липаритовой формации нередко слагают крылья складчатых структур, в ядрах которых залегают гранитные массивы, — притом лишь там, где эрозионный срез сравнительно неглубок. Липаритовая формация практически отсутствует в ядрах антиклинориев и в наиболее глубоких прогибах и почти не развита вдали от гранитных массивов.

Липаритовая формация состоит в основном из лавовых покровов липаритового состава; иногда наблюдаются маломощные (до 10 м), быстрые выклинивающиеся потоки. Весьма ограниченным распространением пользуются покровы дацитовых порфиров. Пирокластиты, образующие пластовые и линзовидные тела, представлены разнообломочными туфами, реже туфобрекчиями и агломератовыми лавами кислого и смешанного составов. Характерны краснокаменные изменения пород.

Вулканы кислого состава либо залегают на породах базальтовой формации, либо переслаиваются с ними, особенно в нижних частях разрезов. Гипабиссальная фация — дайки, штоки и жилы — представлена липаритовыми порфирами и гранит-порфирами.

В последние годы Л. Т. Белякова (1966 г.) закартировала ряд палеовулканов; некоторые из них были посещены в 1967 г. нами. Наиболее крупный из них расположен на южном склоне г. Варсанюфевой, в пределах участков с черчит-ортит-магнетитовой минерализацией. Форма жерла вулкана овальная, близкая к эллипсоидальной с размерами в поперечнике до 300 м. Сложен серыми с зеленоватым оттенком фельзитовыми и липаритовыми порфирами с концентрически расположенными крутопадающими плоскостями течения. В фельзитовых липаритовых порфирах отмечаются обломки вмещающих, лежащих ниже, диабазовых и базальтовых порфиритов. В ряде мест отмечаются эруптивные брекчии. В следующих зонах вулканического аппарата распространены полосы: лавобрекчий смешанного состава, грубообломочных туфов липаритовых порфиров и пузыристых лав. Химизм этих пород (см. рис. 3) в основном близок к средним типам Дели (липариту и риолиту), отличаясь весьма незначительным содержанием анортитовой составляющей ($c \rightarrow 0$). Образованием липаритовой формации знаменуется начало орогенного этапа развития: в ассоциации с кислыми эффузивами почти не встречаются грубообломочные терригенные породы; вместе с тем, одновременно с обра-

зованием этой формации или непосредственно вслед за ним начинается интенсивная складчатость, внедрение «синтектонических» гранитоидов и накопление мощной толщи обломочных пород лаптоайской свиты, образовавшихся за счет размыва местного материала.

Полихронный ряд гранитоидных формаций. Эти формации в пределах рассматриваемой территории имеют значительное распространение.

Возрастное положение гранитов определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют все отложения, включая маньинскую свиту, а также интрузивные породы габбро-диорито-диабазовой формации. Верхняя возрастная граница устанавливается по наличию продуктов их разрушения в отложениях лаптоайской свиты и базальных горизонтах ордовика около многих из гранитных массивов (Малдинский, Тынаготский, Лемвинский, Бадьяюсский, Водораздельный, Торговский, Маньхамбовский, Косизский), а также на основании определений абсолютного возраста в 490—550 млн. лет. (Фишман, Голдин, 1963; Голдин, Фишман, 1967).

Результаты изучения типоморфизма аксессуарных минералов и петрохимических особенностей позволяют выделить среди доордовикских гранитоидов два типа: Сальнерско-Маньхамбовский и Кожимский.

Наблюдения за интрузивными контактами гранодиоритов Лапчавожского массива с породами хыдейской свиты ордовика и гранит-аплитов, развитых в пределах Маньхамбовского массива, (Фишман, Голдин, 1967), с конгломератами, содержащими гранитную гальку и аркозы тельпосской свиты, позволяют говорить, что некоторая часть жильных пород и мелких массивов имеет послеордовикский возраст, однако выделить их в самостоятельную группу пока не удается, в связи с чем гранитоидные формации и рассматриваются М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным (1963, 1967) в составе полихронного ряда. Определения абсолютного возраста (по слюдам) показали, что возраст послеордовикских образований колеблется в интервалах 340—380 и 225—300 млн. лет (Фишман, 1962). Определения абсолютного возраста наложенного на граниты гидротермального оруденения, полученные изотопным свинцовым методом, составляют 445—465 млн. лет.

Массивы обладают разнообразной формой и размерами. Узкие, удлиненные гранитные массивы (северная часть Неройско-Патокского, Хаталамбо-Лапчинский, Тынаготский, Кожимский, Лемвинский, Кулемшорский, Бадьяюсский, Яротский) являются пластообразными (межпластовые внедрения), которым в структуре рамы обычно не отвечают антиклинальные складки. В то же время некоторые из изометричных массивов (Малдинский, Ильязский, Маньхамбовский, Малопатокский и др.) располагаются в ядрах антиклинальных складок, которые напоминают в плане брахиантиклинальные, но с крутым или даже опрокинутым залеганием крыльев. Это, по-видимому, настоящие структуры раздвигания. Особенно интересно строение рамы Малопатокского массива, где вмещающие породы падают в сторону массива (Фишман и др., 1960).

Специфика рассмотренных структур — особенно слабая выраженность их линейности при крутом и даже опрокинутом залегании слоев — исключает возможность их трактовки в качестве обычных складок смятия: лишь гипотеза их совместного образования с гранитоидной формацией дает удовлетворительное объяснение их морфологии. Таким образом, байкальские гранитоиды попадают в группу «синтектонических» или «синороженных» (по Ю. А. Кузнецову и А. Л. Яншину, 1967). Надо отметить, что представления о возможности активного участия гранитной магмы, гнейсов, мигматитов в складчатых деформациях отнюдь не новы, — они в том или ином виде высказывались или использовались целым рядом исследователей (Белоусов, 1961; Елисеев, 1953; Кропоткин, 1960; Хаин, 1964; Bateman, 1965; Kranck, 1959; Noble, 1952; Reesor, 1965; Simonen, 1960; Wegmann, 1930).

Анализ площадного размещения гранитоидных массивов показывает, что граниты южной части района размещены в ядре Маньхамбовского антиклинория, тогда как граниты северной части почти все строго следуют периферии Хобеизского антиклинория, образуя незамкнутый с востока овал. Особняком стоит Малопатокский массив, расположенный на южном замыкании Саблинского синклинория.

Разница в размещении гранитоидов в северном и южном антиклинориях объясняется, по-видимому, тем, что первый из них характеризуется глубоким эрозионным срезом и в центральной его части граниты уничтожены эрозией.

Массивы Маньхамбо, Ильяз, Малопатокский, Малдинский, вероятно, также ограничены на глубину, и под ними имеется зона развития кристаллических сланцев и инъекционных гнейсов, а также многочисленных мелких пластовых тел гранитов, не вскрытых эрозией. Подобные взаимоотношения описаны в литературе и подтверждаются в ряде районов геофизическими исследованиями (Беллавин, 1966; Моисеенко, 1960; Hamilton, Myers, 1967; и др.). По ряду признаков удается выделить две группы гранитоидных массивов:

1. Массивы небольших глубин имеют обычно неправильную форму и сравнительно большие размеры. Иногда они обладают сложным многообразным строением и сопровождаются относительно широко развитой жильной серией (Маньхамбовский, Малопатокский, Малдинский). Экоконтактные породы здесь обычно представлены разнообразными роговиками, скарнами и т. д. Массивы, как правило, окружены липаритовыми порфирами и нередко перекрываются отложениями ордовика.

2. Массивы, относительно больших глубин, обладающие пластообразной вытянутой формой, располагаются в пределах более вскрытых эрозией структур и являются в основном недифференцированными. Они окружены довольно значительными контактными ореолами, представленными зонами роговиков, мигматитов, гранито-гнейсов и гранитизированных сланцев.

В строении массивов, в зависимости от дифференцированности и глубины эрозионного среза, выделяются одна или две интрузивные фазы и породы жильной серии. Главная фация первой интрузивной фазы представлена крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами; фации эндоконтактов этой фазы представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, адаметитами, тоналитами (гибридные породы), порфировидными и мелкозернистыми мусковитовыми гранитами. Вторая фаза представлена дополнительными интрузиями — лейкогранитами и аляскитами, а третья — жильной серией (пегматиты, аплиты, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры и кварцевые жилы).

Из рис. 3 видно, что гранитоиды обеих групп, являющихся производными гранитной магмы, располагаются на диаграмме в пределах самостоятельных, почти параллельных друг другу ветвей.

Трахиандезит-базальтовая формация (500—460 млн. лет). На западном склоне Приполярного Урала впервые обнаружены Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом щелочные породы, которые входят в выделенную нами трахиандезит-базальтовую формацию. Размещение трахиандезит-базальтовой формации контролировалось зонами глубоких расколов, одна из которых проходила от массива Ильяз до района хр. Сабли; другая по верховьям рек Лемва, Тынагота, Балбан-ю, Нерка-ю и др.

Нижний возрастной предел этой формации определяется тем, что среди туфов трахилипаритов (верховья р. Торговой) и трахиандезитов (южный склон горы Лорцемпе) встречаются обломки гранитов и наблюдаются жилы сиенитов среди байкальских гранитов, а верхний — тем, что породы формации перекрываются отложениями ордовика (или, быть может, переслаиваются с ними).

Трахиандезит-базальтовая формация — это сложная ассоциация пород, представленная лавовыми покровами трахиандезитовых, базальтовых, андезито-базальтовых и диабазовых порфиритов, реже спилитов, трахитов, ортофинов, трахилипаритов, а также их лаво- и пирокластическими образованиями. Эти породы слагают обычно не выдержанные по простиранию, чередующиеся между собой пачки мощностью до 20 м.

Встречаются красноцветные лавы субщелочного состава наземной фации (южный склон хр. Лорцемпе).

Гипабиссальная фация — штоки дайки, силлы реже двухфазные расслоенные тела — представлена габбро, эссекситовыми габбро, эссекситовыми диабазами, диорито-сиенитами, монцонитами, сиенитами и щелочными гранитами. Довольно часто внутри силлов встречаются разности габбро-диабазов и монцонитов, содержащие микропегматит кварц-альбитового и кварц-микроклинового состава. Химический состав трахиандезит-базальтовой формации указывает, что среди более основных разностей наряду с породами нормального щелочно-земельного ряда встречаются образования с повышенной щелочностью (см. рис. 3). Наблюдается нормальная последовательность от основных к кислым при все увеличивающейся щелочности. В целом породы формации приближаются к субщелочному типу лав Этны, занимая промежуточное положение между щелочно-оливиновыми и толемитовыми базальтовыми формациями. Базальтовые продукты этой формации обладают несколько повышенной щелочностью по сравнению с верхнеманьинскими, а также более высоким содержанием титана, заметным преобладанием FeO над MgO и высоким железо-титановым отношением.

Формация пикритовых порфиритов и дайковый комплекс липаритовых порфиритов (490—440 млн. лет). Одновременно или несколько запаздывая по сравнению с формированием трахиандезито-базальтовой формации, произошло внедрение даек липаритовых порфиритов (пайпудынский комплекс, по И. А. Петровой). По химизму они относятся к группе пересыщенных щелочами и кремнекислотой. В отличие от пород липаритовой формации, для которых характерно присутствие параметра a' , для дайкового комплекса обычно наличие параметра c' и a' , а также $K_2O + Na_2O = 8—11\%$.

К самым молодым образованиям эпибайкальского времени относятся дайки и штоки пикритовых порфиритов. По петрохимическим особенностям они отличаются от периодотитов дунит-гарцбургитового ряда повышенным содержанием железа и титана и являются производными базальтовой магмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанная нами центральная зона Приполярного Урала сформировалась в результате длительного развития с чередованием эпох спокойного осадконакопления и эрозии с неоднократными складчатыми деформациями и расколами, сопровождавшимися перестройкой структурного плана и глубинного строения территории. В прямой зависимости от этих условий находились и магматические процессы.

Возможно, что первые, наиболее древние магматические явления связаны с карельским (?) циклом развития в николайшорское время.

С начала рифея территория Центральной зоны переживала геосинклинальную стадию развития. В это время происходит заложение узких, глубоких прогибов и формирование пород диабазовой (базальтовой) метаформации в парагенезисе с преимущественно тонкообломочными породами полимиктового состава. Преобладание лав основного состава, возможно, указывает на длительное сохранение высокотемпературного режима в древних вулканических камерах; основным типом были трещинные подводные излияния. Появление пород ультраосновного состава, по-видимому, обусловлено наличием глубинных разломов, достигших

мантии. В то же время и несколько позже магматические продукты транспортировались и из пределов верхней части базальтового слоя; формируются базальтовые и диабазовые порфириты, комагматичные им габбро-диабазы и очень редко плагиоклазовые граниты.

В целом магматические процессы, приведшие к образованию диабазовой метаформации, были значительно менее активными в сравнении с магматизмом более поздних стадий; однако состав формаций показателен для раннего этапа собственного геосинклинального развития. Вслед за тем наступил период относительного «затишья», ослабления тектонических движений, что выразилось в спаде вулканической активности и образовании хорошо сортированных кварцевых песчаников хобенской свиты.

В маньчжское время вновь усиливается вулканическая деятельность, протекающая в условиях перехода к геоантиклинальному режиму при наметившейся тенденции к поднятию земной поверхности (в фундаменте, однако, преобладали погружения). Формируется маньинская базальтовая формация. Излияния основной магмы в это время, по-видимому, были приурочены к полосам разломов растяжения; в местах закупорки подводные извержения сопровождалась иногда выбросом большого количества туфового материала. Корни этих излияний и гипабиссальные образования представлены дайками и силами диабазов, габбро-диабазов, реже диоритов.

Современные границы распространения рассматриваемой формации — эрозийные; в момент образования область ее распространения захватила и антиклинальные структуры, рост которых, видимо, уже начинался в это время.

С базальтовой формацией тесно связана габбро-диорито-диабазовая, являясь ее интрузивным аналогом. Массивы иногда имеют сложное строение, они сформировались в результате процессов дифференциации толеит-базальтовой магмы: гипербазиты — габбро-диориты — гранодиориты.

Породы следующей липаритовой формации (сиалический магматизм) залегают обычно согласно на образованиях базальтовой формации: на некоторых участках в нижних частях разреза наблюдается переслаивание вулканитов кислого и основного состава. Это связано, по-видимому, с локализацией вулканической деятельности в условиях геоантиклинального режима вдоль зон разломов, достигающих в это время местами глубин «гранитного», а местами и «базальтового» слоев.

Вулканиты кислого состава представляют в большинстве случаев продукты трещинных наземных извержений. В последней стадии трещинные излияния сменялись формированием неков и пирокластическими выбросами вулканов центрального типа.

В конце байкальского тектоно-магматического цикла вслед за излиянием кислых эффузивов внедрялась основная масса комагматичных им аллохтонных гранитоидов.

Образование этих формаций было подготовлено процессами реоморфизма и мигматизации на более глубоких структурных уровнях. В то же время широкое развитие получили складчатые движения, имевшие много общего с процессами магматического диапиризма. Внедрение «синорогенных» гранитов, складчатость и образование крупных структур сопровождалась поднятиями земной поверхности, достигавшими наибольшей амплитуды над антиклинориями. Эти поднятия подвергались интенсивной эрозии, происходившей, вероятно, в течение венда и раннего кембрия, в результате чего в межгорных впадинах, реликты которых местами наблюдаются, происходило накопление мощных грубообломочных терригенных молассовых толщ. По зонам разломов в условиях орогенного и затем эпибайкальского полуплатформенного режима, приурочиваясь к локальным участкам, обладающим повышенной

жесткостью в это время появляются базальты, липаритовые порфиры, трахибазальты, трахиты, ортофиры, пикритовые порфириты. В этой постепенно стабилизирующейся обстановке развития вулканических очагов магма могла дифференцироваться и давать большое разнообразие пород.

В новом каледоно-герцинском тектоно-магматическом цикле описываемая территория занимала уже иное структурное положение, располагаясь в зоне относительно слабого развития вулканических процессов.

Процессы преобразования гранитов проходили в результате активизации байкалид в течение каледоно-герцинского этапа и выразились в широком развитии метасоматоза (кварцевого, реже щелочного) и образовании метагранитов. Отмечаются и достоверные проявления интрузивной деятельности в весьма небольших масштабах. Широкому развитию процессов метасоматоза, местами сопровождавшихся плавлением, в Центральной структурной зоне Урала благоприятствовало глубокое погружение фундамента в среднем и позднем палеозое, сопровождавшееся, несомненно, формированием перегретых ювенильных вод, а также катаклизмом под действием мощных тектонических сил сжатия. Этим объясняется преобладание К—Аг дат, отвечающих каменноугольной и пермской эпохам, по заведомо доордовикским гранитоидам.

Литература

- Беллавин О. В. Применение данных гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале. В сб. «2-е Уральское петрографическое совещание», Тез. докл., т. 4, Свердловск, 1966.
- Белоусов В. В. Складки земной коры. Природа, № 6, 1961.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 85, Изд-во «Наука», 1963.
- Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы Центральной части Ляпинского антиклинория. Изд-во «Наука», 1967.
- Елншеев Н. А. Структурная петрография. Госгеолтехиздат, 1953.
- Кропоткин П. Н. Явления сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения. В кн. «Проблемы тектонофизики», Тр. I Всес. тектонофиз. совещания, Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. «Сб. по геологии Арктики», вып. 11, Тр. НИИГА, т. 105, Госгеолтехиздат, 1959.
- Моисеенко Ф. С. О геологической природе гравитационных аномалий Улугтау, Бетпак-Дала и Ерменьтау (Вост. Казахстан). Вестн. Моск. ун-та, № 6, Сер. геол. и геофиз., вып. 1, 1960.
- Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. Ин-га геол. наук АН СССР, вып. 12, Изд-во АН СССР, 1945.
- Фишман М. В., Симаков Г. В., Голдин Б. А. Гранитные интрузии верховья Б. Патока, М. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение. Коми кн. изд-во, Сыктывкар, 1960.
- Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Изд-во АН СССР, 1963.
- Хан В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Wateман P. C. Geology and Tungsten mineralization of the Bishop District, California. Geol. Surv. Profess. Paper, 470, Washington, 1965.
- Hamilton W., Myers W. B. The nature of Batholiths. Geol. Surv. Profess Paper, 554-C, 1967.
- Kranck E. H. On the folding movements in the zone of the basement. Geol. Rundschau, v. 46, 1959.
- Noble J. A. Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. J. Geol., v. 60, No. 1, 1952.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. Amer. J. Sci., v. 257, No. 12, 1959.
- Reesor J. E. Structural evolution and plutonism in Valhalla Gneiss Complex, British Columbia. Bull. Geol. Surv. Canada, No. 122, 1965.
- Simonen A. Quarternary rocks in Finland. Bull. Comiss. Geol. Finland, 191, 1960.
- Wegmann C. E. Uber Diapirismus (besonders im Grundgebirge). Bull. Commiss. Geol. Finlande, No. 92, III, Helsinki, 1930.

УДК 551.24 (235.216)

В. А. БУШ, Л. Б. ВОНГАЗ, К. Н. КРАВЧЕНКО,
Н. М. САРДОННИКОВ, Ф. Е. СИНИЦЫН

ВНУТРЕННИЕ И ВНЕШНИЕ ВПАДИНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Впадины, связанные с Тянь-Шанем, объединяются в две большие группы: предгорные и межгорные.

Среди предгорных впадин различаются две разновидности: 1) крупные впадины, длительного развития, энергично прогибавшиеся как на платформенном, так и на орогенном этапе с большей амплитудой прогибания; 2) мелкие предгорные впадины сокращенного развития, заложенные и формировавшиеся только на орогенном этапе, с относительно небольшой амплитудой прогибания.

Внутренние впадины Тянь-Шаня разделяются на три разновидности: 1) крупные впадины длительного развития с большой амплитудой прогибания; 2) межгорные впадины средних размеров с малой амплитудой прогибания; 3) небольшие внутригорные грабены и прогибы, кратковременно развивавшиеся на орогенном или платформенном этапах.

Многочисленные впадины Тянь-Шаня по их взаимоотношению с орогенным поднятием следует разделить на внешние (преимущественно предгорные) и внутренние (преимущественно межгорные). Первая группа впадин прерывистым кольцом окружает все современное горное сооружение Тянь-Шаня. К ней относятся впадины (рис. 1): Кучарская (I), Урумчинская (II), Алакульская (III), Саркандская (IV), Западно-Илийская (V), Восточно-Чуйская (VI), Приташкентская (VII). Впадины второй группы наиболее характерны для западной, советской части Тянь-Шаня, где горные хребты образуют широкую виргацию. К этой группе мы относим впадины: Ферганскую (VIII), Нарынскую (IX), Иссык-Кульскую (X), Кегено-Текесскую (XI), Восточно-Илийскую (XII), Турфанскую (XVI) и ряд более мелких впадин Восточного Тянь-Шаня. К числу внешних для Тянь-Шаня впадин принадлежит также Афганско-Таджикская (XVII) и Кашгарская впадины (XVIII), расположенные между Урало-Тянь-Шаньским и Памиро-Кунь-Луньским складчатыми поясами. Они имеют двустороннее горное обрамление и по своему строению приближаются к межгорным впадинам.

В геологической структуре горных сооружений и впадины Тянь-Шаня выделяются четыре структурных комплекса: геосинклинальный, эпигеосинклинальный, орогенный платформенный и эпиплатформенный орогенный. Перечисленные комплексы отделяются друг от друга региональными угловыми несогласиями, резкой сменой структурного плана и, что особенно важно, формационного ряда. Геосинклинальный и эпигеосинклинальный орогенный структурные комплексы входят в состав фундамента и переходного комплекса впадин, платформенный и эпиплатформенный орогенный комплексы образуют осадочный чехол.

Характер складчатого фундамента впадин оказывает большое влияние на их расположение и строение.

Во-первых, пространственное расположение многих внутренних межгорных впадин Тянь-Шаня обусловлено конфигурацией каледонских геосинклиналей. Каледонские складчатые зоны образуют на востоке сжатый пучок и широко виргируют к западу, где между ними появляются

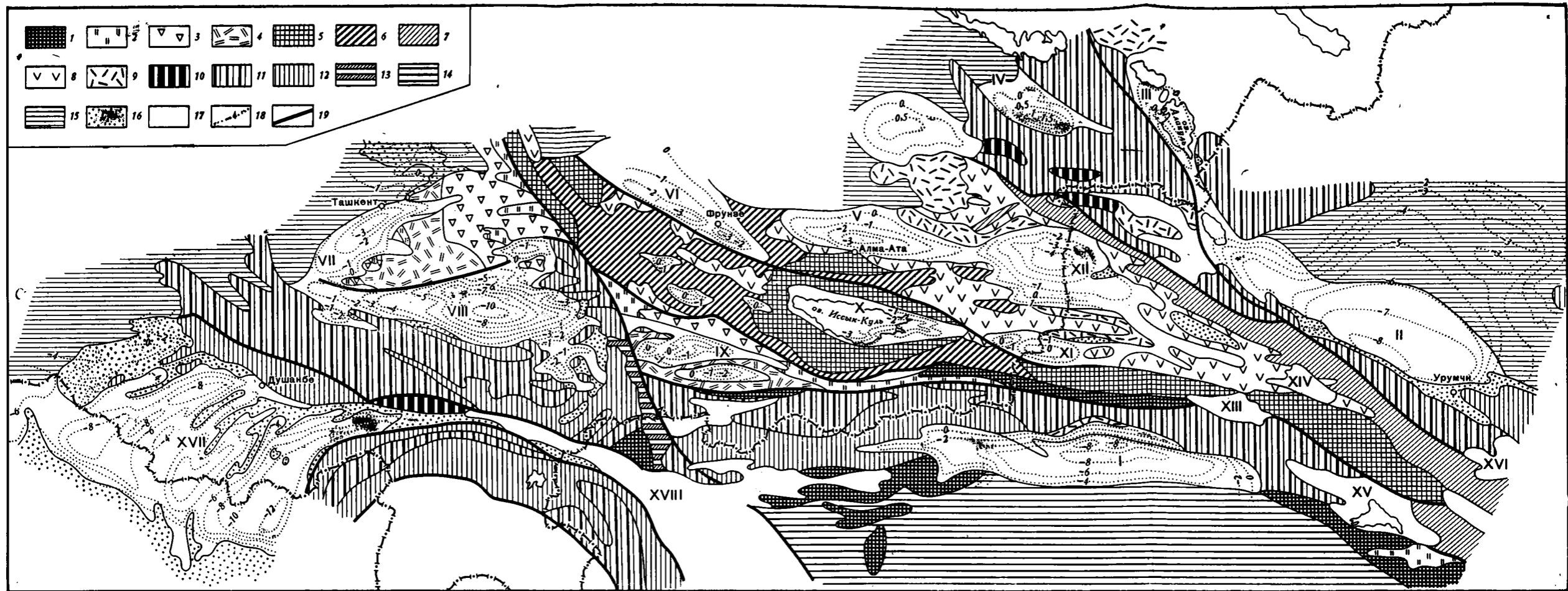


Рис. 1. Геотектоническое положение внутренних и внешних впадин Тянь-Шаня; составили В. И. Браташ, В. А. Буш, Л. Б. Вонгаз, Г. Х. Дикенштейн, К. Н. Кравченко, Н. М. Розанов, Н. М. Сардонников, Ф. Е. Синицын

А — области докембрийской складчатости: 1 — геосинклиналиное складчатое основание, 2—4 — эпигеосинклиналиный орогенный и платформенный структурные комплексы срединного массива Чаткало-Нарынской зоны, 2 — нижний этаж (R_1-Pz_2), 3 — средний этаж (Pz_2), 4 — верхний этаж (Pz_3), *Б* — области каледонской складчатости: 5 — среднепротерозойские ядра консолидации, 6 — раннекаледонские складчатые зоны (R_1-Sm-O), 7 — позднекаледонские складчатые зоны (*S*), 8 — эпигеосинклиналиный орогенный комплекс, нижний структурный этаж (Pz_2), 9 — эпигеосинклиналиный орогенный комплекс, верхний структурный этаж (Pz_3); *В* — области герцинской складчатости: 10 — догерцинские ядра консолидации, 11 — среднегерцинские складчатые зоны (Pz_2), 12 — позднегерцинские складчатые зоны (Pz_3); *Г* — платформенный структурный комплекс: 13 — образования раннемезозойского авлакогена, 14 — платформенный комплекс Таримского срединного массива ($R_1-Pz-Mz$),

15 — платформенный комплекс эпигерцинской платформы вне орогенной области ($Mz-Kz$), 16 — платформенный комплекс орогенной области ($Pz-Mz$); *Д* — эпиплатформенный орогенный структурный комплекс: 17 — эпиплатформенный комплекс впадин Тянь-Шаня ($N-Q$), 18 — изогипсы складчатого фундамента впадин, отметки в км, 19 — разломы.

Названия впадин Тянь-Шаня: I — Кучарская, II — Урумчинская, III — Алакульская, IV — Саркандская, V — Западно-Илийская, VI — Восточно-Чуйская, VII — Приташкентская, VIII — Ферганская, IX — Нарынская, X — Иссык-Кульская, XI — Кегено-Текеская, XII — Восточно-Илийская, XIII — Юлдусская, XIV — Кунгеская, XV — Баграшкульская, XVI — Турфанская, XVII — Афгано-Таджикская, XVIII — Кашгарская

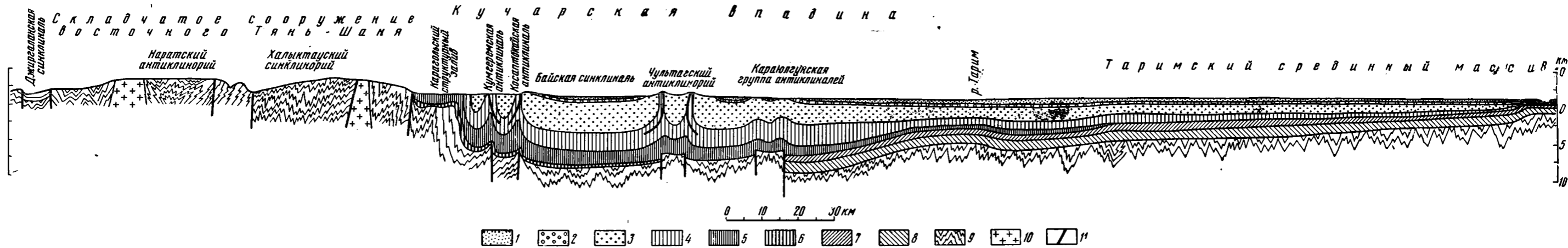


Рис. 5. Поперечный профильный разрез Кучарской впадины

1—3 — эпиплатформенный орогенный структурный комплекс: 1 — Верхний структурный этаж — слабо дислоцированный молодой чехол (Q_2-O_1), 2 — средний структурный этаж и верхний подэтаж нижнего этажа — грубая моласса (N_2-O_1), 3 — нижний структурный этаж — тонкая моласса (N_1); 4—8 — платформенный и переходный комплексы: 4 — мел-палеоген, 5 — юра, 6 — пермо-триас, 7 — средний и верхний палеозой, 8 — рифей и нижний палеозой; 9 — геосинклинальные структурные комплексы; 10 — гранитоиды, 11 — разрывы

протерозойские центры консолидации: Макбальский, Заилийский, Иссык-Кульский, гипотетический Сырдарьинский массивы (Синицын, 1957; Королев, 1961).

Во-вторых, впадины закладываются зачастую над стыком разнородных складчатых систем фундамента. Среди таких систем мы выделяем: 1) раннегерцинскую Джунгаро-Балхашскую систему с замыканием в нижнекаменноугольную эпоху; 2) обширную, сложно построенную каледонскую систему Северного Тянь-Шаня и срединной части Восточного Тянь-Шаня с замыканием в конце ордовикского периода; 3) позднегерцинскую Богдошаньскую систему с замыканием в раннепермскую эпоху; 4) докембрийский Нарынский срединный массив; 5) позднегерцинскую Южно-Тянь-Шаньскую систему (заложение в ордовике, замыкание в ранней перми) и 6) позднегерцинские Гиссарскую, Северо-Памирскую и Северо-Афганскую системы с заложением в позднедевонское — раннекаменноугольное время и замыканием в начале пермского периода. Вблизи стыка Джунгаро-Балхашской и Северо-Тянь-Шаньской систем расположена Илийская впадина; на стыке Северо-Тянь-Шаньской и Южно-Тянь-Шаньской систем — Ферганская, Нарынская впадины и впадина Большого Юлдуса (рис. 1, XIII); на стыке Южно-Тянь-Шаньской, Гиссарской, Северо-Памирской и Северо-Афганской систем — Афгано-Таджикская впадина. Урумчинская, Кучарская и Кашгарская впадины расположены на стыке геосинклинальных систем Тянь-Шаня с Джунгарским и Таримским срединными массивами.

В-третьих, на структуру чехла впадин большое влияние оказывает возраст и особенности строения их складчатого основания. Так, во впадинах, лежащих частично на докембрийском основании (Кучарская и Кашгарская), в строении осадочного чехла принимает участие рифейско-раннепалеозойский, средне- и позднепалеозойский структурные этажи платформенного комплекса.

В области каледонид Северного Тянь-Шаня широкое распространение получил эпигеосинклинальный орогенный структурный комплекс, в значительной мере определяющий структурный план осадочного чехла впадин. Эпигеосинклинальный орогенный комплекс, являющийся здесь переходным между каледонским фундаментом и альпийским осадочным чехлом, слагает крупные наложенные впадины и состоит из трех структурных этажей. Нижний этаж образован пестроцветной молассой, порфировой формацией девона и карбонатной формацией нижнего карбона; средний — карбонатной, реже терригенно-угленосной и лагунной формациями среднего — верхнего карбона (иногда замещающимися порфировой формацией) и верхний этаж — пермской красноцветной молассой (также замещающейся местами порфировой формацией).

Структура осадочного чехла межгорных впадин Тянь-Шаня, наложенных на каледониды, в значительной мере унаследована от плана эпигеосинклинального орогенного (переходного) комплекса. Общий план расположения зон поднятий и опусканий очень близок, многие антиклинали развивались унаследованно в среднем — позднем палеозое и в мезозое — кайнозое. (Иссык-Кульская, Кегенская впадины); образования перми и лежащие выше осадки вплоть до неогена зачастую лежат совершенно согласно (Илийская впадина).

Во впадинах на герцинском складчатом основании эпигеосинклинальный орогенный комплекс сильно редуцирован и его структура не влияет столь явным образом на структурный план осадочного чехла. На герцинидах он представлен лишь сравнительно маломощными (до 2000 м) молассами верхнего карбона — перми, входящими в состав фундамента и развитыми локально, в отдельных мульдах (Келематинская, Тулейканская, Ханакинская и др.).

Между герцинским фундаментом и осадочным чехлом местами выделяется переходный комплекс верхней перми — триаса. Наиболее четко

он выделяется в Ферганской и Кучарской впадинах и, по-видимому, присутствует также в Урумчинской и Турфанской впадинах. Его мощность достигает 600—700 м. В кровле и подошве он ограничен поверхностями размыва и угловых несогласий, отделяющими его как от эпигеосинклинального орогенного, так и от платформенного комплексов.

Занимая промежуточное положение между эпигеосинклинальными орогенными формациями и платформенным чехлом, рассматриваемый комплекс по характеру отложений, степени уплотнения осадков и по условиям их залегания в перечисленных выше впадинах больше тяготеет к платформенному чехлу. Учитывая то, что этот этаж является возрастным аналогом регионально распространенных пермо-триасовых образований на Туранской плите, не исключена возможность, что во внутренних глубоко погруженных частях крупных впадин Тянь-Шаня он может иметь более широкое и полное развитие. Однако в настоящее время выделение описываемых образований в качестве самостоятельного комплекса является все же в некоторой мере условным. Следует также иметь в виду, что в пределах краевых вулканических орогенных впадин Северного Тянь-Шаня синхронные образования полностью входят в состав эпигеосинклинальных орогенных отложений, принадлежащих еще фундаменту.

В составе осадочного чехла впадин Тянь-Шаня выделяются платформенный и эпиплатформенный орогенный структурные комплексы (рис. 2). Переход к платформенному этапу развития во всем Тянь-Шане произошел примерно одновременно в конце триаса.

Платформенный структурный комплекс формировался в течение юры, мела и палеогена в условиях относительного тектонического покоя, слабой тектонической дифференциации и замедленного накопления осадков в условиях сравнительно выравненного рельефа. Структурные формы, созданные на платформенном этапе, имеют малую амплитуду, для них иногда характерна структурная унаследованность от предыдущего — эпигеосинклинального — орогенного этапа развития. Крупная перестройка структурного плана на платформенном этапе развития произошла лишь в Афгано-Таджикской впадине.

Нижний платформенный структурный этаж, охватывающий рэт-юрские отложения, имеет региональное распространение и выделяется в большинстве внутренних и внешних впадин Тянь-Шаня. Он характеризуется весьма выдержанным набором формаций: в основании красноцветной грубообломочной (верхний триас), развитой повсеместно сероцветной лимнической угленосной, составляющей основную среднюю его часть и красноцветной терригенной, преимущественно глинистой в верхней части. В Афгано-Таджикской впадине верхняя часть структурного этажа выражена морской и красноцветной лагунной соленосной формациями.

Расположение впадин рэт-юрского этапа в общем унаследовано от позднегерцинского структурного плана Тянь-Шаня. Во внутренней части Тянь-Шаня, на месте отмерших в конце палеозоя орогенных впадин каледонид, были заложены сравнительно крупные слабо прогибавшиеся впадины платформенного типа: Кашская, Илийская, Иссык-Кульская, Текеская, Нарынская. Значительно расширились очертания Ферганской впадины. Наиболее энергичное прогибание среди внутренних впадин Тянь-Шаня испытывают тяготеющие к периферии Кашская, Илийская и Ферганская впадины, в которых мощность отложений рассматриваемого этажа достигает 1000—2000 м. Амплитуда прогибания остальных впадин не превышала нескольких сотен метров. Кроме сравнительно крупных впадин во внутренней части Тянь-Шаня образовался целый ряд мелких приразломных грабенов, прогибание которых прекратилось к концу юры (Леонтьевский грабен Кара-Тау, грабены в долине Зеравшана и ряд других).

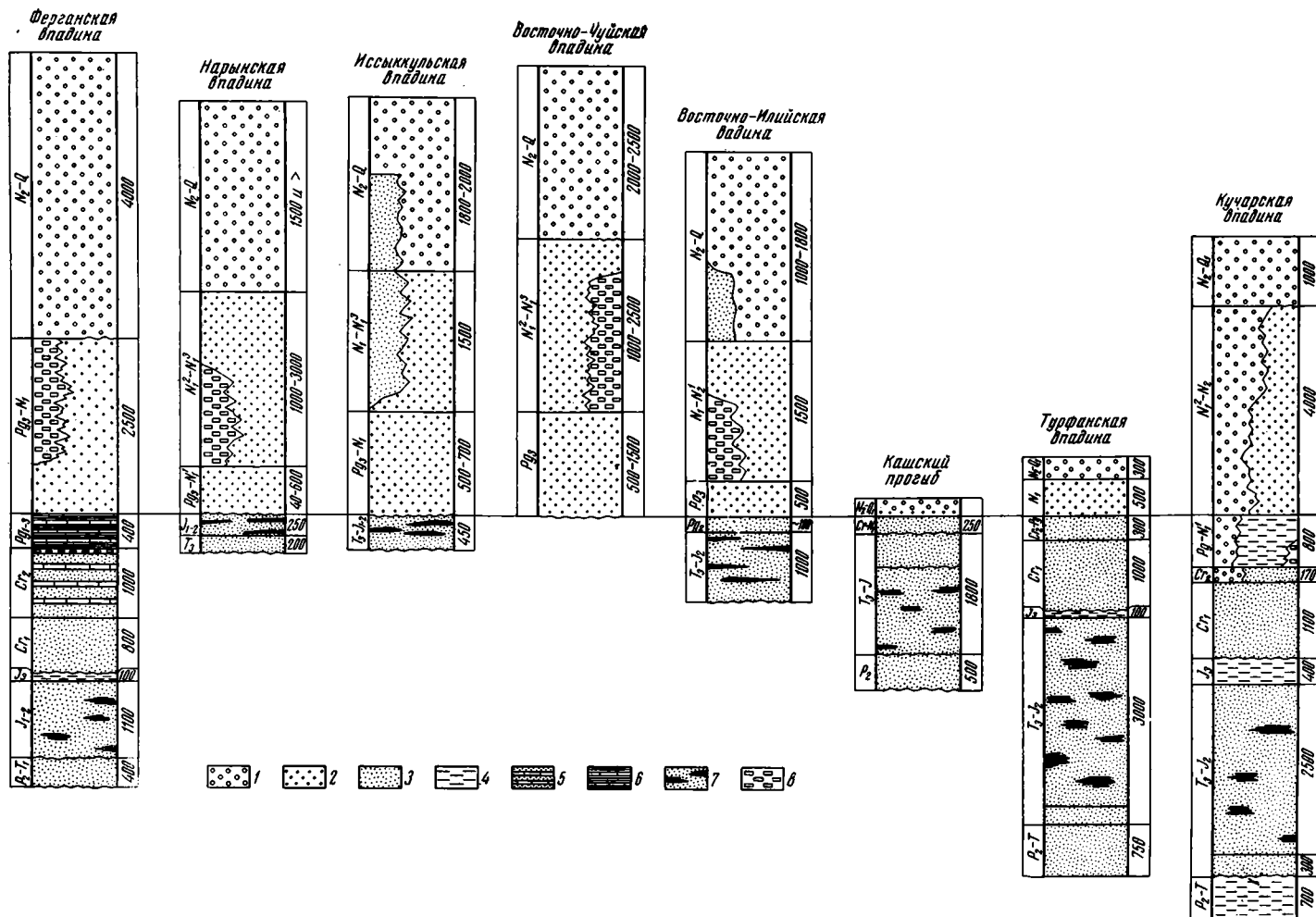


Рис. 2. Корреляция формационных колонок платформенного и эпиплатформенного орогенного чехла основных впадин Тянь-Шаня
 1 — грубая моласса; 2 — тонкая моласса; 3 — красноцветная терригенная формация; 4 — красноцветная глинистая формация; 5 — лагунная карбонатно-терригенная формация; 6 — морская карбонатно-глинистая формация; 7 — континентальная угленосная формация; 8 — лагунная соленосная формация

Слабо дифференцированная, приподнятая в целом область внутреннего Тянь-Шаня опоясывалась по его периферии с востока и юга прерывистой цепью внешних впадин, испытавших значительно более интенсивное прогибание по сравнению с внутренними впадинами. Мощность отложений рэт-юрского платформенного структурного этажа в Урумчинской, Турфанской, Кучарской и Кашгарской впадинах достигает 3000—4000 м, а в Афгано-Таджикской впадине составляет 2500 м. Лишь в северо-западной внешней Восточно-Чуйской впадине Тянь-Шаня рэт-юрские отложения отсутствуют.

В течение рэт-юрского тектонического этапа в Тянь-Шане образовалась одна любопытная тектоническая структура, не принадлежащая к числу платформенных форм. Речь идет о Восточно-Ферганском (Суякском) складчатом приразломном авлакогене, вытянутом вдоль Таласо-Ферганского глубинного разлома, заполненном сероцветными угленосными толщами рэта, нижней и средней юры и испытавшем складчатость в конце юрского периода. Положение такого рода образований среди геосинклинальных и платформенных структур еще неясно, поэтому мы оставим Восточно-Ферганский авлакоген без рассмотрения.

Верхний структурный этаж платформенного комплекса включает отложения мела и большей части палеогена. Обычно он отделяется разрывом, а местами и слабыми угловыми несогласиями от лежащего ниже структурного этажа и отличается от него иным набором формаций и изменениями в распределении областей поднятий и прогибаний.

Для мел-палеогенового структурного этажа характерны континентальные красноцветные терригенные формации, а в южных впадинах, сообщавшихся с морскими бассейнами (Афгано-Таджикской, Ферганской и Кашгарской) широко развиты морская глинисто-карбонатная и лагунная формации (Крестников, 1961).

Во время формирования верхнего платформенного структурного этажа прогибание внутренних впадин Тянь-Шаня (за исключением Ферганской) практически прекращается. Внутренняя часть Тянь-Шаня являлась выравненным монолитным поднятием. Прогибание внешних впадин Восточного и Южного Тянь-Шаня было по-прежнему достаточно энергичным: амплитуда прогибания Урумчинской, Турфанской, Кучарской, Кашгарской и Афгано-Таджикской впадин (а также Ферганской впадины) в меловое — палеогеновое время составила 1500—3500 м.

Отличительной особенностью внешних впадин Восточного Тянь-Шаня — Кучарской, Урумчинской и Турфанской — является резкое ослабление темпов прогибания в поздне меловое — палеогеновое время. Мощность верхнего мела — палеогена в этих впадинах в несколько раз меньше, чем нижнего мела и юры. Так, например, в Турфанской впадине мощность верхнего мела — палеогена составляет 200—400 м, нижнего мела — 900—1100 м и рэта-юры — около 3000 м. В краевой части северного борта Кучарской впадины, прилегающего к Тянь-Шаню, местами прослеживаются локальные угловые несогласия внутри верхнемеловых отложений, а верхнемеловые — палеогеновые отложения на краевой моноклинали замещаются грубообломочными накоплениями молассового типа. Эти особенности развития Восточного-Тянь-Шаньских впадин на заключительной стадии платформенного этапа, возможно, являются отзвуком ларамийских (яньшаньских) движений, замкнувших поздние мезозойды и ярко проявившихся в более восточных районах Китая. Движения этого возраста вызвали также местами значительную структурную перестройку. К этому времени относится четкое проявление субмеридиональных простираний структурных элементов в Афгано-Таджикской впадине, ориентированных поперек ранее существовавших платформенных структур.

Отметим некоторые особенности платформенного структурного комплекса Тянь-Шаня, отличающие его от аналогичных образований обычных платформ:

1. В Тянь-Шане не было сформировано единого платформенного чехла, имеющего сплошное распространение по площади. Отложения нижнего структурного этажа развиты в виде отдельных пятен, разделенных обширными областями, где осадочный чехол не формировался. Верхний структурный этаж платформенного комплекса западнее Таласо-Ферганского разлома образовался почти повсеместно и сохранился на значительных территориях депрессионных зон; восточнее этого разлома меловые — палеогеновые отложения характеризуются сугубо локальной седиментацией и незначительным современным распространением; вся эта территория в меловое — палеогеновое время была областью преобладающих поднятий и размыва.

2. Наблюдается тесная связь наиболее глубоких, устойчиво прогибавшихся впадин с периферической частью внутреннего Тянь-Шаня, имевшего преобладающие тенденции к поднятию. Внешние платформенные впадины представляют собой, по существу, сопряженные с поднятием внутреннего Тянь-Шаня компенсационные отрицательные структурные элементы.

3. Мощность осадочного чехла, сформированного в некоторых периферических впадинах Тянь-Шаня (Урумчинской, Кучарской, Кашгарской, Афгано-Таджикской) в течение эрата — палеогена, достигает 5000 м и более, что не характерно для обычных платформенных областей.

4. Появление шлейфа грубообломочных моласс в составе верхнего мела — палеогена в краевой части Кучарской впадины свидетельствует о том, что прилегающая часть палеозойского складчатого сооружения Тянь-Шаня (как, возможно, и весь Восточный Тянь-Шань) уже в то время представляла собой выраженное в рельефе горное поднятие. Западный Тянь-Шань не имел достаточно расчлененного рельефа и не представлял собой самостоятельного поднятия, так как по его периферии (по границе с Казахским щитом), не имелось сколько-нибудь выраженных компенсационных впадин.

Самый верхний, эпиплатформенный орогенный структурный комплекс включает в себя преимущественно молассовые формации, накопившиеся в течение неогена и антропогена. Этот комплекс распространен почти во всех впадинах. Преобладающие формации — тонкая красноцветная и грубая сероцветная моласса, подчиненное значение имеет континентальная соленосная формация. Зачастую эпиплатформенный орогенный комплекс расчленяется на три структурных этажа: нижний соответствует неогену (местами он распадается на два подэтажа — миоценовый (тонкая моласса) и плиоценовый (грубая моласса), средний отвечает плейстоцену и верхний — голоцену. Структурные этажи отделяются друг от друга региональными угловыми несогласиями.

Общий план распределения поднятий и прогибов на этом этапе, как правило, унаследован от плана платформенных структур. Принципиальное отличие эпиплатформенного орогенного этапа от платформенного заключается в гигантских амплитудах тектонических движений, сопровождавшихся заметной складчатостью, в контрастности и дифференцированности этих движений, в образовании очень глубоких впадин и высокогорного сложно расчлененного рельефа.

Наибольшей мощности эпиплатформенный орогенный комплекс достигает в основных периферических впадинах Тянь-Шаня, в первую очередь в Афгано-Таджикской впадине, в Кашгарской, Кучарской и Урумчинской впадинах (до 6000 м), а также в Ферганской впадине (более 5000 м).

На орогенном этапе западнее Таласо-Ферганского разлома произошло некоторое сужение областей осадконакопления по сравнению с предшествующим платформенным этапом, а восточнее — заметное расширение их. После длительного перерыва, охватившего меловой и палеогеновый

периоды, в Западном Тянь-Шане восточнее линии Таласо-Ферганского разлома в интенсивное прогибание были вовлечены внутренние впадины: Нарынская, Иссык-Кульская, Восточно-Илийская, амплитуды прогибания которых достигли 3000—4000 м. В отличие от этого Восточный Тянь-Шань сохранил тенденцию к общему поднятию, характерную для него во второй половине платформенного этапа развития. Внутренние впадины Восточного Тянь-Шаня (Кашская, восточная часть Текесского прогиба, Кунгесский прогиб) также оставались приподнятыми: мощность орогенного комплекса в них не превышает нескольких сотен метров. Резко уменьшенный в мощности орогенный комплекс по сравнению с другими периферическими впадинами Тянь-Шаня образовался и в крайней восточной впадине Тянь-Шаня — Турфанской.

На орогенном этапе развития внутри Тянь-Шаня возникли новые небольшие прогибы, как правило, неглубокие, в которых осадконакопления прежде отсутствовало. Наиболее крупными из них являются прогибы Большого и Малого Юлдусов и Сусамырский. На этом этапе сформировались и северные краевые впадины Тянь-Шаня (Восточно-Чуйская, Западно-Илийская, Саркандская, Алакульская), отделившие горные сооружения Тянь-Шаня от равнин и мелкосопочника Казахстана. Расширение областей осадконакопления на орогенном этапе затронуло и другие впадины Тянь-Шаня.

Прогибание распространилось на западные центриклинальные окончания Кучарской, Урумчинской и Турфанской впадин.

В целом же наблюдается достаточно хорошая корреляция между общими величинами прогибания на платформенном этапе и величинами орогенных прогибаний. Аналогичные соотношения наблюдаются также и в Высокой Азии. На юге величины орогенных прогибаний максимальны (до 7000 м), а к северу они падают до 3000—4000 м. На этом фоне выделяется лишь относительное снижение величин неоген-четвертичных прогибаний на востоке Тянь-Шаня. Так, если во впадинах, расположенных на западе (Афгано-Таджикской, Ферганской), мощность мезозойского комплекса, то для Кучарской и Урумчинской впадин эти мощности оказываются сопоставимыми между собой, а в крайней восточной — Турфанской впадине — неоген-четвертичное прогибание было незначительным (1000 м) по сравнению с мезозойским (4000 м).

Таким образом, если в эпигеосинклинальную позднеорогенную стадию (поздняя пермь — триас) и раннеплатформенную стадию (юра) Восточный Тянь-Шань развивался активнее Западного (в этом можно видеть влияние геосинклинальных процессов в мезозоидах Китая), то на заключительном эпиплатформенном орогенном этапе, напротив, Западный Тянь-Шань был значительно более мобилен и дифференцирован по сравнению с Восточным (здесь сказывалось, очевидно, влияние альпийских орогенных структур области Тетиса).

В зависимости от полноты развития осадочного чехла и соотношения в нем платформенного и эпиплатформенного орогенного комплексов в Тянь-Шане выделяются следующие разновидности впадин.

1. С полно развитым платформенным и эпиплатформенным орогенным комплексом большой (до 10 000 м и более) мощности, к которым относятся наиболее крупные внешние впадины Тянь-Шаня: Афгано-Таджикская, Кучарская, Урумчинская. К ним близка также и Ферганская впадина.

2. Глубоко прогнутые (до 6000 м) с мощным полно развитым платформенным комплексом и сильно сокращенным эпиплатформенным орогенным комплексом (Турфанская).

3. Впадины, в осадочном покрове которых основная роль принадлежит эпиплатформенному орогенному структурному комплексу значительной мощности (3000—4000 м). К ним относятся впадины Западного

Тянь-Шаня: Нарынская, Иссык-Кульская, Илийская и Восточно-Чуйская.

4. Небольшие малоамплитудные прогибы, выполненные либо неоген-четвертичным орогенным комплексом, либо юрскими платформенными образованиями. Мощность осадочного чехла таких впадин колеблется от нескольких сотен метров (Большой и Малый Юлдусы, Баграшкуль, Кунгес, Восточный Текес, Зеравшан), редко до 2500 м (Кашский прогиб).

В отдельных прогибах (Кучарская, Иссык-Кульская, возможно, Ферганская впадины) наблюдается заметное смещение осевой, наиболее прогнутой зоны в сторону от наиболее интенсивно разраставшегося поднятия, расположенного на их обрамлении.

Основная складчатость во впадинах, сформировавшая их современную складчатую структуру, приходится на поздний плиоцен — плейстоцен, однако незначительные краевые участки отдельных впадин Восточного Тянь-Шаня претерпели более раннюю складчатость и были причленены к поднятию Восточного Тянь-Шаня еще в конце платформенного этапа.

Главные особенности структуры тянь-шаньских впадин находятся в тесной связи с характером их обрамления и особенностями его развития в мезозое и кайнозое и, особенно, на новейшем, неоген-четвертичном этапе. Впадины, расположенные внутри орогенной области, имеющие двустороннее складчатое обрамление и испытавшие энергичный подъем на альпий-

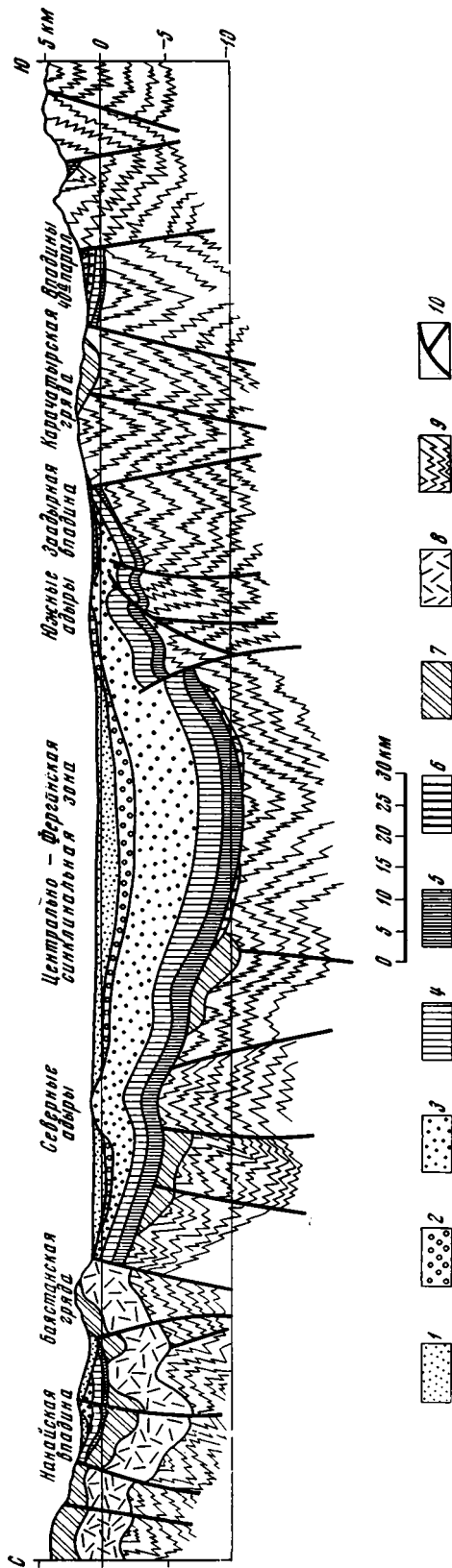


Рис. 3. Поперечный профильный разрез Ферганской впадины

1—3 — эллипсформенный орогенный структурный комплекс: 1 — верхний структурный этаж — слабо дислоцированный молодой чехол (Q_2-1), 2 — средний структурный этаж и верхний подэтаж нижнего этажа (N_2-Q_1), 3 — нижний структурный этаж — толкая масса (N_1); 4—6 — платформенный структурный комплекс: 4 — верхний структурный этаж ($St-Pg$), 5 — нижний структурный этаж (J), 6 — переходный комплекс (P_2-I); 7—8 — теридский эпигеосинклинальный орогенный структурный комплекс: 7 — масса (P_1), 8 — порфировая формация (P_1); 9 — геосинклинальные структурные комплексы (P_2-3); 10 — разрывы

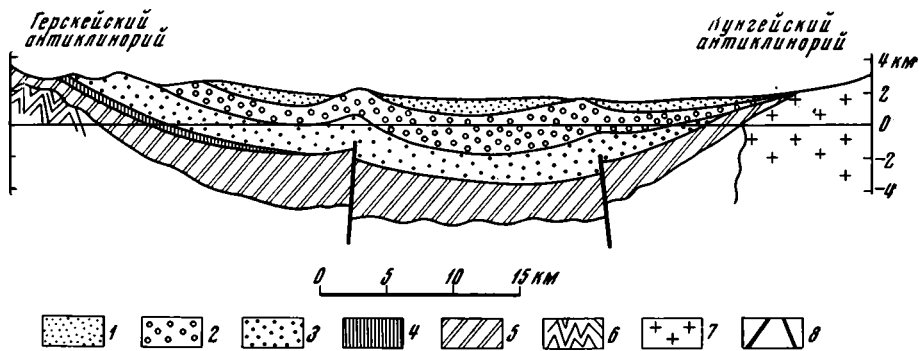


Рис. 4. Поперечный профильный разрез Исык-Кульской впадины

1—3 — эпиплатформенный орогенный структурный комплекс: 1 — верхний структурный этаж — слабо дислоцированный молодой чехол (Q_2 — Q_1), 2 — средний этаж и верхний подэтаж нижнего этажа — грубая моласса (N_2 — Q_1), 3 — нижний структурный этаж — тонкая моласса (N_1); 4 — платформенный структурный комплекс, нижний структурный этаж (J); 5 — герцинский эпигеосинклиальный орогенный (промежуточный) структурный комплекс (C—D); 6 — каледонский геосинклиальный комплекс (Pz₁—Pt); 7 — каледонские гранитоиды; 8 — разрывы

ском этапе развития, характеризуются, как правило, отсутствием ярко выраженной асимметрии. К ним относится большая часть внутренних впадин: Ферганская (рис. 3), Нарынская, Исык-Кульская (рис. 4), Восточно-Илийская, Кегено-Текесская и другие, а также южные внешние впадины: Афгано-Таджикская и Кашгарская, зажатые между двумя орогенными поднятиями — Тянь-Шаньским и Памиро-Куэнь-Луньским.

Внешние впадины, примыкающие к тектоническим элементам, не испытывавшим орогенной активизации, с платформенным или близким к нему режимом развития на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, имеют, напротив, резко асимметричное строение и должны быть отнесены к категории предгорных впадин. Среди впадин такого типа могут быть выделены впадины со складчатой структурой внутреннего, пригорного борта, и впадины с моноклинальным внутренним бортом (осложненным, как правило, тектонически активным разрывом).

Характерными примерами внешних складчатых впадин могут служить Кучарская (рис. 5) и Урумчинская впадины, расположенные на флангах Восточно-Тянь-Шаньского орогена и прилегающие противоположными бортами к Таримскому и Джунгарскому срединным массивам. Обе эти впадины характеризуются длительным формированием и имеют полно развитый осадочный чехол большой мощности (свыше 9000 м), а также крупные размеры: длина 500—700 км, ширина более 100 км. В обеих впадинах четко выделяется внутренний складчатый борт, прилегающий к Восточно-Тянь-Шаньскому орогену, осложненный тремя-четырьмя цепями гребневидных и коробчатых складок, и пологий внешний борт, обращенный в сторону срединного массива и осложненный пологими структурами типа валов. Внутренние складчатые борты Кучарской и Урумчинской впадин находятся на погребенном под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом периферических зон герцинской складчатости Тянь-Шаня. Внешние платформенные борты этих впадин расположены на цоколе глубоко погруженных склонов срединных массивов с докембрийским (Таримский массив) и каледонским (или докембрийским?) (Джунгарский массив) фундаментом.

Близкое строение имеют также Турфанская и Восточно-Чуйская (рис. 6) впадины, расположенные на периферии Тянь-Шаньской орогенической области. Обе эти впадины обладают сокращенным периодом развития: либо преимущественно орогенным — Восточно-Чуйская впади-

на, либо преимущественно платформенным — Турфанская. Внутренние их борта, прилегающие к орогенной области, крутые, иногда осложненные разрывом (Восточно-Чуйская), осложнены одной-двумя цепями крутых гребневидных складок. Противоположные борта, прилегающие к каледонским поднятиям Чолтага и Кендыктаса, оставшимися мало подвижными структурными элементами в течение мезозоя и кайнозоя, имеют пологое моноклиналиное строение. Круто дислоцированные локальные структуры таких впадин расположены против их центральных, наиболее погруженных частей (Серафимовская антиклиналь в Восточно-Чуйской впадине и Тузтагская антиклиналь в Турфанской впадине). С удалением от центра впадин в сторону их менее прогнутых центриклинальных окончаний локальные структуры выполаживаются и упрощаются. По мере приближения фундамента к поверхности связь между формой изгиба блоков фундамента и секущих их разломов с морфологией локальных структур становится все более очевидной. Восточно-Чуйская и Турфанская впадины являются переходным типом между внешними складчатými впадинами и внешними моноклиналиными впадинами.

Характерными примерами последней категории впадин служат Алакульская, Саркандская, Западно-Илийская, Приташкентская впадины. Все они отличаются сравнительно небольшими размерами (до 100—150 км в длину и до 50 км в ширину), сокращенным разрезом (развит преимущественно один орогенный комплекс) и сравнительно небольшой глубиной прогибания (не свыше 3000 м). Поперечный профиль этих впадин резко асимметричен, наиболее опущенная часть приближена, как правило, к горам и осложнена новейшими разрывами с амплитудой более 1000 м. Оба их борта имеют моноклиналиное строение и различаются только углами наклона. Присутствие складчатых структур для впадин этого типа не характерно.

Центриклиналиное окончание внешних предгорных впадин Тянь-Шаня зачастую глубоко вдается внутрь орогенной области и приобретает двустороннее горное обрамление (западная часть Кучарской и Урумчинской впадин, восточная часть Восточно-Чуйской впадины и Приташкентской впадины). На этих участках различия между противоположными бортами впадин сглаживаются и они приобретают симметричный поперечный профиль.

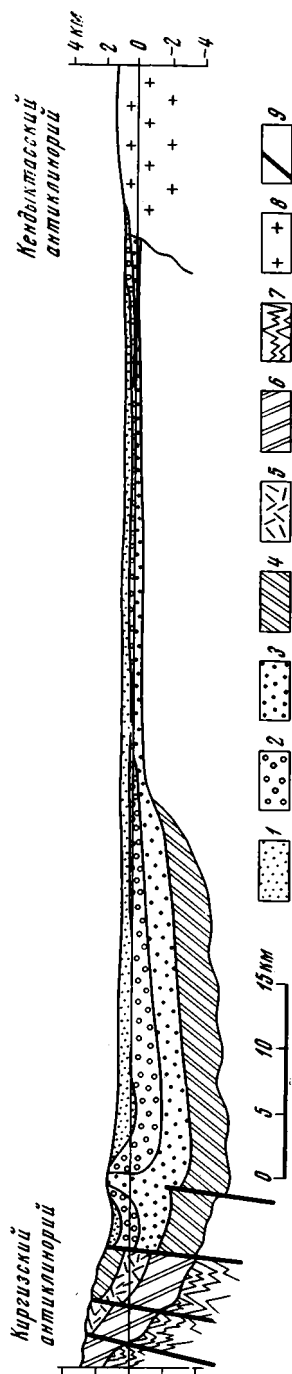


Рис. 6. Поперечный профильный разрез Восточно-Чуйской впадины

1—3 — эпиплатформенный орогенный структурный комплекс: 1 — верхний этаж — слабодислоцированный молодой чехол (Q₁₋₄), 2 — средний структурный этаж и верхний подэтаж нижнего этажа — грубая моласса (N₂—Q₁), 3 — нижний структурный этаж — тонкая моласса (N₁), 4—5 — герцинский орогенный структурный комплекс; 4 — моласса (С), 5 — порфирава формація (С); 6 — каледонский орогенный структурный комплекс (O₂); 7 — каледонский геосинклиналиный структурный комплекс (P₂—P₁); 8 — каледонские гранитоиды; 9 — разрывы

Примером периферических впадин иного, не предгорного типа является Афгано-Таджикская впадина. Она отличается наибольшей амплитудой прогибания (свыше 10 000 м) и контрастностью развитых в ней структурных форм, их ярко выраженной линейностью, густотой, расположения складок и широким развитием разрывных, в том числе надвиговых нарушений, что говорит о большой роли горизонтальных тектонических движений, проявившихся в процессе формирования структуры Афгано-Таджикской впадины.

Складчатый фундамент Афгано-Таджикской впадины гетерогенен. В основании ее Гиссарского и Северо-Афганского секторов залегают одноименные разнородные герцинские геосинклинальные системы. Основанием Предпамирского (Кулябского) сектора возможно служит срединный массив — обломок древней платформы, возникший после разрушения и поглощения древней платформы.

Гетерогенность фундамента Афгано-Таджикской впадины обусловила различную особенность формирования и морфологии ее мезо-кайнозойской структуры.

В Гиссарском секторе происходило постепенное азимутальное отклонение простираний поднятий и прогибов от субширотного простирания структур фундамента: юрские структурные элементы имеют субширотную, нижнемеловые-нижекампанские — северо-восточную и верхнекампанские-палеогеновые — субмеридиональную ориентировку. В Северо-Афганском и Предпамирском секторах, унаследованно от палеозойского плана, в юре — палеогене формировались соответственно субширотные и субмеридиональные структуры. На новейшем этапе развития сформировалась резко выраженная складчатая структура в Гиссарском секторе вкрест простирания и в Предпамирском и Северо-Афганском — по простиранию структур фундамента. Исключением является северо-восточная окраина Северо-Афганского сектора, которая подвергалась переработке в неоген-антропогене. Поэтому здесь прослеживаются структуры Сурханской мегасинклинали и Кафирниганской мегантиклинали Гиссарского сектора.

Среди внутренних впадин Тянь-Шаня по их структуре можно различить три морфологические разновидности. Первую разновидность составляют крупные глубокие и достаточно сложно построенные межгорные впадины симметричного профиля, единственным представителем которых является Ферганская впадина. Размеры ее 300 на 150 км. Фундамент впадины гетерогенный: в северной части он аналогичен Курамино-Чаткальскому массиву с полно развитым герцинским орогенным комплексом. Большая, южная часть впадины располагается на цоколе Южно-Тянь-Шаньской среднегерцинской геосинклинальной системы.

В Ферганской впадине выделяется центральная глубоко погруженная зона, в пределах которой фундамент по геофизическим данным залегает на глубине 10 000—11 000 м, зоны флексур, разрывов и складок, осложняющие южный и северный борта впадины, и окраинные прогибы — грабены с неглубоким залеганием фундамента.

Вторая разновидность внутренних впадин — это впадины среднего размера (200—250 на 100—150 км), менее прогнутые (4000—5000 м) и, как правило, менее дифференцированные, в которых на фоне общей сравнительно простой грабен-синклинальной структуры прослеживаются отдельные зоны складок, параллельных бортам впадины (Иссык-Кульская, Восточно-Илийская, Кегенская впадины). Нарынская впадина, также включенная в данную группу, отличается сильно расчлененным разломами рельефом фундамента и более широким развитием складок в осадочном чехле. Возраст фундамента большинства таких впадин (за исключением Нарынской) — каледонский.

В третью разновидность объединены внутригорные грабены и прогибы различного, обычно небольшого размера, несущие маломощный (от

сотен метров до 2000 м) осадочный чехол, залегающий в общем полого и дислоцированный лишь вдоль разломов, секущих фундамент впадин по их бортам. К числу таких структур мы относим Кунгесский, Текесский, Чаткальский грабены, прогибы Большого и Малого Юлдусов, Баграшкульский и некоторые другие.

* * *

Современная структура рассмотренных впадин Тянь-Шаня обусловлена преимущественно эпиплатформенными орогенными движениями неоген-антропогенного времени. Основной центр активности современных горообразовательных движений лежит на юге, в области огромного Памиро-Гималайско-Кунь-Луьнского неотектонического поднятия. Вслед за С. С. Шульцем (1962), Д. П. Резвым (1964) и Л. Б. Вонгазом (1963) следует считать, что Памиро-Гималайско-Кунь-Луьнское поднятие и все связанные с ним впадины развились не в пределах альпийской геосинклинальной области, а на гетерогенной основе, на месте не регенированных древней и молодых эпибайкальской и эпигерцинской платформ и лишь частично — на месте мезозойской и альпийской геосинклинальных структур.

Отмеченные особенности эпиплатформенной орогенной области свидетельствуют о ее принципиальном отличии как от геосинклинальных, так и от платформенных областей. Однако прослеживаемое как в течение платформенного, так и эпиплатформенного орогенного этапов расчленение впадин на внешние и внутренние и отсутствие перестройки структурного плана при переходе к эпиплатформенному этапу свидетельствует скорее о близости платформенного и эпиплатформенного орогенного структурообразования. Эти структуры сближает между собой еще и компенсационный характер платформенных и эпиплатформенных орогенных впадин.

Обобщая все изложенное выше, нами предлагается следующая классификация внутренних и внешних впадин Тянь-Шаня (см. также Варенцов и др., 1964). Эти впадины следует разделять на две большие группы: А. Внешние (предгорные) и Б. Внутренние (межгорные).

А. Внешние впадины разделяются на две разновидности: 1) крупные предгорные впадины длительного развития, формировавшиеся как на платформенном, так и на орогенном этапе, с большой амплитудой прогибания (более 6000—8000 м), осложненные складчатыми структурами. К этой разновидности относятся впадины, по морфологии приближающиеся к межгорным впадинам вследствие своего положения между двумя орогенами (Афгано-Таджикская и Кашгарская); 2) мелкие предгорные впадины сокращенного развития, формировавшиеся только на орогенном этапе, с относительно небольшой амплитудой прогибания (до 3000 м) и обычно моноклинальным строением бортов.

Б. Внутренние впадины разделяются на три разновидности: 1) крупные впадины длительного развития, формировавшиеся на платформенном и орогенном этапе, с большой амплитудой прогибания, осложненные многочисленными складчатыми дислокациями. Впадины этого типа (Ферганская) в сущности по основным своим особенностям являются аналогами разновидности А-1, но занимающими межгорное положение; 2) межгорные впадины средних размеров, с меньшей глубиной прогибания (до 3000 м), более просто построенные, слабо осложненные складчатыми дислокациями; 3) внутригорные грабены и прогибы, небольшие по размерам, развивавшиеся короткое время, с амплитудой прогибания до 1000 м, не осложненные складчатыми структурами. Такие впадины развивались либо на платформенном, либо на орогенном этапе.

Предлагаемая классификация позволяет оценить перспективность впадин Тянь-Шаня с точки зрения нефтегазоносности. Наибольшего внимания заслуживают разновидности А-1 и Б-1, так как в платформен-

ном комплексе они имеют хорошо развитые нефтепродуцирующие отложения, большая глубина прогибания ложа впадин облегчает миграцию углеводородов, а новейшая структура впадин благоприятна для формирования ловушек. Меньшее внимание следует уделять впадинам разновидностей А-2 и Б-2, так как в них перечисленные факторы получают ограниченное развитие. Наконец, бесперспективными представляются впадины разновидности Б-3.

Литература

- Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Ван Де-кунь. Тектоника межгорных впадин Центральной Азии в связи с их нефтегазоносностью. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Бонгаз Л. Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1963.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Королев В. Г. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и смежных районов. Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
- Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезозое и кайнозое. Сов. геология, № 4, 7, 1961.
- Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Сницын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1957.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. Сов. геология, № 5, 1962.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Москва

Статья поступила
12 августа 1968 г.

УДК 551.243.4

С. В. РУЖЕНЦЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОРВАННЫХ ПОКРОВОВ

Возникновение сорванных покровов обусловлено региональным сжатием фундамента и сопровождается срывом осадочного чехла. В зависимости от способов шарьирования в дальнейшем образуются определенные сочетания складчатых и разрывных нарушений. На основании сравнения тектонических покровов Центрального Памира и Гельветских Альп автор приходит к выводу, что в тех случаях, когда перемещающиеся массы на своем пути преодолевают поднятие, происходит их скучивание, выжимание на гребень поднятия и последующее скольжение в прилегающую депрессию. В результате образуется сложный пакет ныряющих изоклинальных складок. В случае, когда надвигание происходит без преодоления поднятий, образуются пластины, обладающие сравнительно простой внутренней структурой.

В настоящее время обычно различают покровы чехла и основания. В предлагаемой работе рассматриваются некоторые черты строения покровов чехла, сорванных с кристаллического цоколя и деформированных в известной степени отдельно от него. В процессе смещения подвижных масс чехла в зависимости от способов шарьирования возникают своеобразные сочетания складчатых и разрывных нарушений, анализ которых дает возможность выяснить некоторые особенности покровообразования. Этой проблеме были посвящены специальные исследования автора, проводившиеся в течение ряда лет в Центральном Памире. Естественно, что такая тематическая направленность работ требовала сравнительной характеристики памирских покровов с такими в пределах Гельветской зоны Альп, являющейся классическим районом развития сорванных покровов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Первые крупные надвиги в Центральном Памире установили К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин (1936) в бассейне р. Танымас. Отдельные примеры таких нарушений были описаны и в более поздних работах (Дронов и др., 1960; Пейве и др., 1964; Левен, 1964; Руженцев, 1965, 1968^{1, 2}; Дюфур и др. 1965). В 1968 г. автор настоящей статьи опубликовал работу (Руженцев, 1968¹), в которой шарьяжная структура восточной части Центрального Памира рассматривалась в региональном плане. Были выделены автохтон, образованный верхнепалеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями, и аллохтон, сложенный породами нижнего, среднего и верхнего палеозоя (Акбайтальский покров), а также мезо-кайнозоя (Зорташкольский покров). Дополнительные исследования, проводившиеся мною в западной части Центрального Памира, подтвердили его покровное строение.

Рассматриваемый в настоящей работе район охватывает территорию от Пянджа, на западе, до Зорташкольского хребта, на востоке. В структурном отношении он делится на два участка: западный (Ванчский и

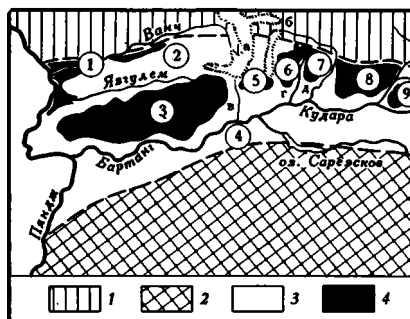
Язгулемский хребты) и восточный (горные массивы в бассейне верховьев Бартанга, Кудары и Танымаса).

Альпийская структура Ванчского и Язгулемского хребтов представляет собой систему двух антиклинорий (северного — Ванчского и южного — Музкольского), разделенных Язгулемским синклинием (рис. 1). Ванчский антиклинорий, представляющий собой выступ автохтона, пространственно приурочен к Ванчскому хребту и

Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов западной части Центрального Памира

1 — Северный Памир; 2 — Юго-Восточный Памир; Центральный Памир; 3 — автохтон; 4 — аллохтон

Цифры на схеме: 1 — корневая зона покровов; 2 — Ванчский антиклинорий; 3 — Язгулемский синклиний; 4 — Музкольский антиклинорий; 5 — массив пика Полосатик; 6 — массив Холодная Стенка; 7 — Чабарангский массив; 8 — Кударинский массив; 9 — Зорташкельский массив; а — ледник Федченко; б — ледник Грум-Гржимайло; в — р. Язгулем-Дара; г — р. Хаврез-Дара; д — р. Танымас



северо-западным окраинам Язгулемского хребта. Антиклинорий образован преимущественно отложениями ванчского комплекса ($P_{Cm}—P_{z_1}$). В основании разреза здесь залегают сливные кварцевые песчаники барнонаджской свиты, переходящие вверх по разрезу в мраморизованные известняки язгулемской свиты и далее в кварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники и сланцы джамакской свиты. В местах внедрения мелпалеогеновых гранитоидов породы комплекса существенно метаморфизованы. Джамакские песчаники с постепенным переходом перекрыты мраморизованными известняками зорабатской свиты ($St_3—O_1$), далее следуют сланцы и песчаники козындийской свиты (O_{2-3}). Выше залегают разнообразные известняки силура и девона. Музкольский антиклинорий, также представляющий собой выступ автохтонных образований, охватывает территорию Музкольского северных отрогов Рушанского и южных отрогов Язгулемского хребтов. В отличие от Ванчского он включает три структурных комплекса, обычно разделенных поверхностями тектонических срывов. Нижний комплекс — песчаники, сланцы, мраморы сарезской свиты ($P_{Cm}—P_{z_1}?$) средний — песчаники и сланцы ($T_3—I_2$). Лишь в ряде мест выше терригенных отложений залегают мергели (I_{2-3}). Часто к контакту пород сарезской свиты и верхнего триаса приурочены не выдержанные по простиранию тектонические линзы интенсивно брекчированных карбонатных пород ($P_1—T_2$). Местами несогласно, местами с тектоническим контактом триасово-юрские отложения перекрыты известняками (St_2), выше которых залегают вулканогенные породы (P_g).

Подробнее остановимся на строении Язгулемского синклиория, так как это наиболее крупный останец покрова, известный в Центральном Памире. Пространственно он приурочен к гребню Язгулемского хребта, протягиваясь от Язгулем-Дары, на востоке, до Матравна, на западе, на расстояние более 70 км при ширине до 30 км. Плоскость разрыва, ограничивающего аллохтон, непрерывно прослеживается вдоль правобережья Язгулем-Дары, далее — к западу вдоль правого борта долины Бартанга. По правому борту долины Пянджа она поворачивает к северу, протягиваясь затем на восток вдоль левого борта долины Язгулема и Мазар-Дары. Таким образом, в плане нарушение образует субширотный эллипс. Плоскость разрыва под углом 5—50° падает в сторону осевых частей хребта, т. е. под аллохтонные массы. Лишь в 2—3 местах она наклонена круче. Характерно, что в пределах восточного и западного

окончаний синклинория, т. е. в районах, где глубоко врезанные долины Язгулем-Дары и Матравна вскрывают подошву покровов, плоскость разрыва почти горизонтальна.

Аллохтон состоит из двух пакетов пластин нижнего (Ванчского), образованного известняками, песчаниками и сланцами ордовика, известняками силура, девона, карбона (?) и перми, и верхнего (Язгулемского), сложенного отложениями верхнего триаса, юры, мела и редко палеогена. Нижние пластины соответствуют Акбайтальскому покрову восточной части Центрального Памира (Руженцев, 1968₁). В альпийской структуре Язгулемского хребта палеозойские отложения аллохтона пользуются нешироким распространением, залегая между автохтоном и мезозойскими пластинами в виде протяженных (до 8 км), однако не очень мощных тектонических линз.

Верхние пластины соответствуют Зорташкольскому покрову на востоке. Разрез слагающих их мезозойских отложений существенно отличается от мезозойского разреза автохтона. Если последний представлен преимущественно песчаниками и сланцами (T_3-I_2) и редко самыми нижними горизонтами карбонатной юры (I_{2-3}), то в аллохтоне карбонатная юра представлена полностью (мергели, I_{2-3} , и грубослоистые известняки, I_3). Здесь же установлена мощная (до 2 км) песчано-сланцевая толща нижнего мела, отсутствующая в автохтоне. Верхнемеловые известняки покрова гораздо мощней таких в автохтоне (соответственно 800 и 10—100 м).

Язгулемский покров состоит из трех пластин. Нижняя прослеживается вдоль северо-западного крыла синклинория и постепенно выклинивается к югу. Она представляет собой мощный, максимально до 2 км, элемент, образованный верхнетриасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями. Наиболее крупной является средняя пластина, слагающая весь водораздельный гребень хребта. Она образована триасовыми, юрскими, ниже- и верхнемеловыми породами; кое-где присутствуют палеогеновые образования. Верхняя пластина в настоящее время почти полностью размыта. Лишь в 3—4 местах сохранились тонкие нашлепки верхнетриасовых сланцев, залегающих на юрских и меловых отложениях.

Наибольший интерес представляет средняя пластина. Огромная (до 4—5 км) мощность и прекрасная вертикальная обнаженность делает ее хорошим объектом для изучения. Указанная пластина образует пологую синклиналь (форма определена по изгибу подошвы). Внутренняя ее структура своеобразна. Мезозойские отложения смяты в серию линейных складок. Преобладают опрокинутые к юго-востоку, часто лежащие, изоклинные или сплюснутые дислокации, осложненные многочисленными мелкими складками. Протяженность основных нарушений колеблется от 5—10 до 40—50 км при ширине, редко превышающей 3—4 км. В первом приближении можно выделить три типа складок.

1. Складки продольного изгиба первой категории (Зейчская синклиналь, Ужомская антиклиналь, Хуздорская синклиналь и др.) — структуры протяженностью в десятки километров, сравнительно однообразные. Как правило, это наклоненные к юго-востоку, реже прямые нарушения небольшой амплитуды (рис. 2). Чем сильнее сплюснута складка, тем значительней наклон осевой поверхности. В замках наблюдается плавный округлый изгиб слоев, сопровождаемый проскальзыванием отдельных пластов один относительно другого. В большинстве случаев рассматриваемые дислокации симметричны. Здесь редки явления постлойного течения вещества. Разрывные нарушения, ассоциирующие со складками, относятся к категории взбросов небольшой амплитуды. Это продольные, редко диагональные нарушения, развивающиеся в связи с концентрическим изгибом слоев.

Перечисленные особенности позволяют рассматривать отмеченные структуры как складки продольного изгиба, которые возникли под действием тангенциальных сил, локализовавшихся лишь в толще мезозойских пород. Рассматриваемые дислокации снизу экранировались тектоническим срывом, отделившим пластину от палеозойского основания.

2. Складки продольного изгиба второй категории (Вудорская синклиналь, Баджударинская антиклиналь и др.) — это вытянутые, однако с резкой ундуляцией шарнира структуры.

В морфологическом отношении они более разнообразны. Преобладают опрокинутые до лежачих, часто ныряющие, изоклинальные нарушения (рис. 3). Их амплитуда на небольшом расстоянии увеличивается от 2—3 до 10—15 км. Характерно, что чем больше амплитуда, тем меньше стратиграфический диапазон слагающих складку осадков. В большинстве случаев это асимметричные дислокации со значительным послынным течением вещества (особенно в карбонатных горизонтах). В связи с этим часто меняется форма замков складок: иногда наблюдается плавный параллельный изгиб слоев, иногда же происходит нагнетание избыточных масс с крыльев в замок. Рассматриваемые нарушения являются более поздней генерацией. Там, где они появляются, происходит переработка структуры складок первой категории, которая выражается в пассивном приспособлении складок

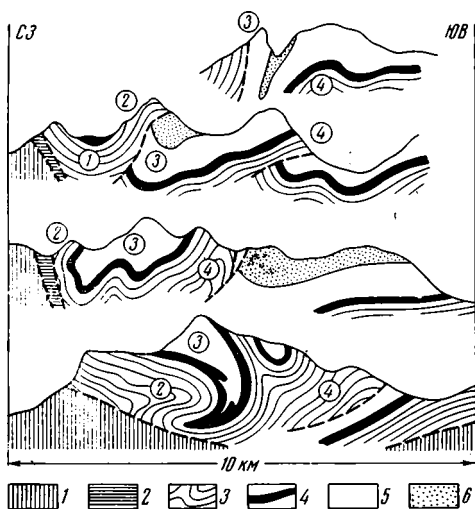


Рис. 2. Геологические разрезы северо-западных окраин Язгулемского хребта

1 — ванчский комплекс; 2 — известняки (D_3); 3 — песчаники и сланцы (T_3 — I_2); 4 — мергели (I_2 —3); 5 — известняки (I_1); 6 — песчаники и сланцы (I_3 — $C_{г1}$)

Цифры на рисунке: 1 — Зейская синклиналь; 2 — Ужомская антиклиналь; 3 — Худдорская синклиналь; 4 — Камочдаринская антиклиналь

первой категории к форме вторых (например, вторичный изгиб осевой поверхности первых, повторяющий очертания замка второй), в дополнительном раздавливании, выжимании масс пород из ядер синклиналей первой категории и т. д. (см. рис. 2).

Указанные нарушения являются дисгармоничными. В отличие от структур первого рода они охватывают не всю толщу мезозойских пород, а лишь некоторые верхние его горизонты. Так, например, крупнейшая складка этого типа — Баджударинская антиклиналь — образовалась за счет смятия преимущественно юрских карбонатных пород; подстилающая их песчано-сланцевая толща не претерпела значительной деформации. При обособлении таких складок нарастание дисгармонии снизу вверх происходило либо постепенно за счет серии многочисленных мелких послынных срывов, либо резко, путем крупного срыва одного горизонта. Следовательно, рассматриваемые структуры являются дисгармоничными складками продольного изгиба, сформировавшимися в условиях неравномерного перемещения отдельных горизонтов мезозойской толщи. Перечисленные особенности позволяют рассматривать их как структуры срыва, возникавшие в результате действия поверхностных тангенциальных сил. Распределение таких сил было неравномерным. Поэтому складки не образуют системы полностью охватывающей площадь всей пластины. Шире они развиты в восточной и юго-восточной частях Язгулемского синклинория, в меньшей степени — на северо-западе.

3. Складки послойного течения возникают при формировании структур продольного изгиба. Обычно это небольшие по размеру нарушения, обладающие в поперечнике разнообразной формой. Часто можно наблюдать складки, осевые плоскости которых сложены вдвое или втрое. Иногда морфологию структур вообще невозможно описать. Складки этого типа являются дисгармоничными, резко асимметричными. Будучи приуроченными к определенным горизонтам, они снизу и сверху ограничены пластинами сравнительно слабо дислоцированных пород. По положению в структурах продольного изгиба выделяются два типа складок:

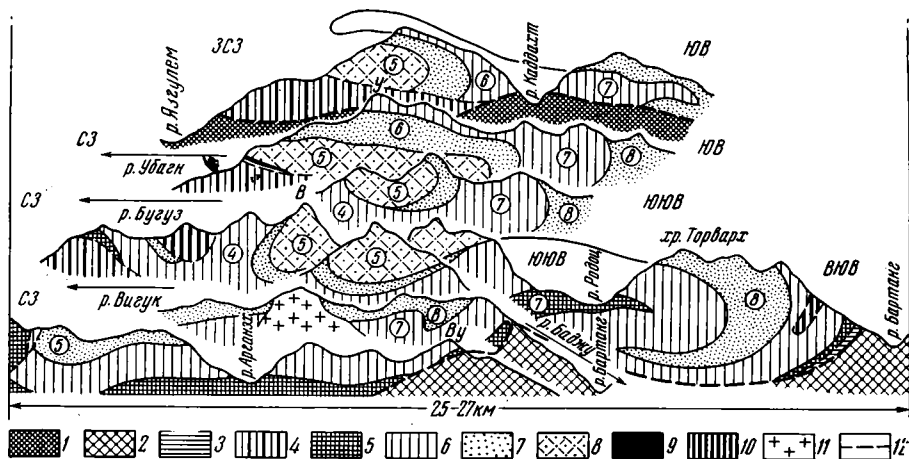


Рис. 3. Геологические разрезы водораздела и юго-восточных окраин Язгулемского хребта.

Автохтон: 1 — ванчский комплекс; 2 — триасовые, юрские, меловые и палеогеновые отложения. Аллохтон — Ванчский покров; 3 — отложения девона; Язгулемский покров; 4 — нижняя пластина и средняя пластина; 5 — песчаники и сланцы (T_3-I_2); 6 — мергели и известняки (I_2-3); 7 — песчаники и сланцы (I_2-Cr_1); 8 — известняки (Cr_2); 9 — туфопесчаники ($Pg?$); 10 — верхняя пластина; 11 — мел-палеогеновые гранитонды; 12 — надвиги. Цифры: 4 — Камочдаринская антиклиналь; 5 — Вудорская синклираль; 6 — Баджударинская антиклиналь; 7 — Убаганская антиклиналь; 8 — Торвархская синклираль; Ву — пик Вужир, В. — пик Вудор, У. — пик Убаги

а) дислокации развиваются в замке складки продольного изгиба. Они приурочены главным образом к карбонатным горизонтам юры, особенно к мергелям (I_2-3). Формирование таких складок обусловлено нагнетанием наиболее пластичных масс с крыльев в замки;

б) складки течения образуются в результате отжимания пластичных масс из ядер структур продольного изгиба. При образовании изоклинальной или близкой к такой складки в силу нарушения концентричности в пределах основания складки, начиная с некоторого базального слоя, не происходит концентрического изгиба. Возникает зона сжатия. Если такое сжатие происходит в достаточно пластичных массах, начинается их отток в сторону нижних (в случае лежащих складок — внутренних) частей. Примером подобного рода выжимания может служить строение ядра Баджударинской антиклинали. Здесь сравнительно мало-мощный «пластичный» горизонт мергелей (I_2-3) раздавлен между мощными «жесткими» массивными известняками. При этом первые раздавлены непосредственно в замке, но образуют хаотические нагромождения на крыльях. Принципиально сходная картина наблюдается и в синклиналях продольного изгиба второй категории, особенно когда она погребена под мощными массами пород крупных лежащих складок.

Таким образом, для покровов Язгулемского хребта характерно присутствие мощных пластин, разрез каждой из которых отличается большим стратиграфическим диапазоном. Характернейший элемент внутренней структуры этих пластин — развитие крупных лежащих ныряющих

изоклинальных концентрических складок, осложненных складками по-
слоного течения.

Альпийская структура горных массивов в бассейне рек Кудара, Танымас и Кокуйбельсу уже рассматривалась мною (Руженцев, 1965, 1968₂). Поэтому лишь вкратце остановлюсь на ее характеристике. Здесь выделяются следующие массивы (с востока на запад): 1) Зорташкольский (водораздел Зорташкола и Боз-Байтала); 2) Кударинский (водораздел Аиль-Утека и Танымаса); 3) Чабарангский (водораздел Танымаса и Хаврез-Дары); 4) Холодная Стенка

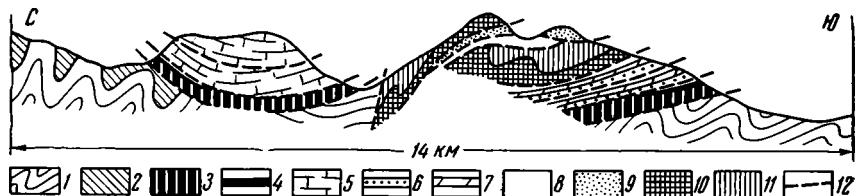


Рис. 4. Геологический разрез Чабарангского массива

Автохтон: 1 — песчаники и сланцы (T_3-I_2); 2 — известняки (I_2-3); 3 — известняки (Cr_2); 4 — рассланцованные эффузивы (Pg). Аллохтон: 5 — известняки (D_2-3); 6 — песчаники и сланцы (T_3-I_2); 7 — мергели (I_2-3); 8 — известняки (I_3); 9 — песчаники (Cr_1); 10 — известняки (Cr_2); 11 — конгломераты (Pg); 12 — разрывные нарушения

(водораздел Хаврез-Дары и ледника Грум-Гржимайло); 5) массив пика Полосатик (водораздел ледника Грум-Гржимайло и Хабарвив-Хаца). Все указанные массивы (см. рис. 1) имеют покровное строение. Автохтон образован преимущественно песчаниками и сланцами (T_3-I_2), местами со стратиграфическим, местами тектоническим контактами, перекрытыми рудистовыми известняками верхнего мела и эффузивами палеогена. Мел-палеогеновые слои полого ($5-30^\circ$) падают к северу. Иногда выше триас-юрских, чаще же — мел-палеогеновых слоев залегают аллохтонные пластины. Рассеченные глубоко врезанными притоками речной системы верховья Бартанга-Кудара они образуют типичные эрозионные останцы. Непосредственно выше мел-палеогеновых пород в Зорташкольском, Чабарангском массивах и массиве Холодная Стенка залегают палеонтологически доказанные породы козындынской свиты (O_2-3), силура, верхнего девона и, возможно, среднего карбона. Палеозойские отложения, выделяемые под названием Акбайтальского покрова, образуют систему тектонических полого залегающих пластин. Местами они уничтожены и, непосредственно выше автохтона появляются мезокайнозойские отложения.

Мезо-кайнозойские отложения, выделявшиеся ранее как Зорташкольский покров, разделены (Руженцев, 1968₂) на два самостоятельных элемента: нижний (Тузбельский) и верхний (Чабарангский) покровы. Тузбельский покров представляет собой либо единую мощную пластину (Кударинский массив), либо серию более тонких пластин (Зорташкольский и Чабарангский массивы). Он образован преимущественно триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями. В отличие от Язгулемского покрова здесь почти отсутствуют дисгармоничные, ныряющие складки. Слои в целом залегают полого. Появление более или менее многочисленных тектонических пластин в Зорташкольском и Чабарангском массивах связано не с расслаиванием лежащих складок, а с возникновением чешуйчатых зон. Плоскости надвигов, разделяющих такие чешуи, снизу экранируются крупным тектоническим срывом, приуроченным к карбонатному горизонту (P_1-T_2). Поэтому здесь редко можно встретить беспорядочное чередование слоев. Так, например, в массиве Чабаранг Тузбельский покров состоит из четырех пластин, каждая из которых снизу образована песчаниками и аргиллитами (T_3-I_2). Выше залегают мергели (I_2-3) и известняки (I_3). Наклон плоскостей разрывов,

разделяющих эти пластины, либо в целом совпадает с наклоном слоев, либо несколько круче последнего.

Аналогичное строение имеет и Чабарангский покров, образованный преимущественно породами нижнего и верхнего мела, а также палеогена. Строение этих покровов в пределах Чабарангского массива показано на рис. 4.

Таким образом, в отличие от Язгулемского хребта, где мезо-кайнозойские отложения аллохтона образуют мощные сложно перемятые покровные массы, в расположенных восточнее горных массивах аллохтон имеет чешуйчатое строение, обусловленное интенсивным тектоническим расслоением всей осадочной толщи (например, обособлением Тузбельского и Чабарангского покровов) и последующим надвиганием отдельных частей этих пластин одна на другую.

В пределах Центрального Памира аллохтонные массы надвигались с севера на юг, или, что одно и то же, автохтонные пододвигались к северу под аллохтон. На это указывает опрокидывание подавляющего большинства складок в аллохтоне к югу или юго-востоку. Корни покровов располагались к северу и северо-западу от Ванчского антиклинория, где аллохтонные образования слагают узкую зону многочисленных падающих к северу чешуй, обнажающихся в долине р. Ванч.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ГЕЛЬВЕТСКОЙ ЗОНЫ АЛЬП

Альпы — одна из наиболее сложно построенных горных систем Альпийского пояса — могут служить примером сооружения, характеризующегося покровным строением. Первые шарьяжи установлены в Гельветских и Гларнских Альпах в конце прошлого столетия М. Бертраном, Г. Шардтом и А. Ротплетцем. Позднее различные аспекты покровной структуры Гельветской зоны Альп были освещены в работах М. Люжона, Альб. Гейма, А. Буксторфа, П. Арбенца, Я. Оберхольцера, Арн. Гейма, Р. Штауба и Л. Колле. Полнота и качество этих исследований были так велики, что последующие работы смогли внести в них лишь незначительные коррективы.

Гельветские покровы распространены на обширной территории от Роны до Рейна и далее к востоку в Форальбергских Альпах. В целом структура Гельветской зоны сводится к следующему. Вдоль ее внутренней, юго-восточной части протягивается цепочка кристаллических массивов. Это массивы Эгюий-Руж и Монблан, на западе, и Аарский, Тавеч и Готтардский, на востоке. Обычно на территории этих массивов расположены узкие продольные грабен-синклинали, выполненные верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями субгельветского или гельветского типа. Указанные синклинали (Шамони между Эгюий-Ружем и Монбланом, Гарвера между Аарским и Готтардским) являются корневыми зонами покровов. Отложения, слагающие в настоящее время гельветские и ультрагельветские покровы, накапливались к югу от автохтонных массивов Эгюий-Руж и Аарского. В процессе альпийской складчатости они были выжаты из корневых зон, переброшены через автохтонные массивы к северу и заполнили субгельветскую флишевую депрессию. Пермские, мезозойские и кайнозойские гельветские и ультрагельветские массы залегают здесь преимущественно на палеогеновых авто- или параавтохтонных отложениях.

Подробнее остановлюсь на строении параавтохтонных и аллохтонных элементов. На западе между Арвом и Роной параавтохтон состоит из двух сопряженных лежащих антиклиналей: нижней парагельветской антиклинали Мёркль и верхней субгельветской — Диаблере (Lugeon, 1902; Collet, 1935). Верхняя складка, обладая большей амплитудой, перекрывает нижнюю. Восточнее, в пределах Центральной и Восточной

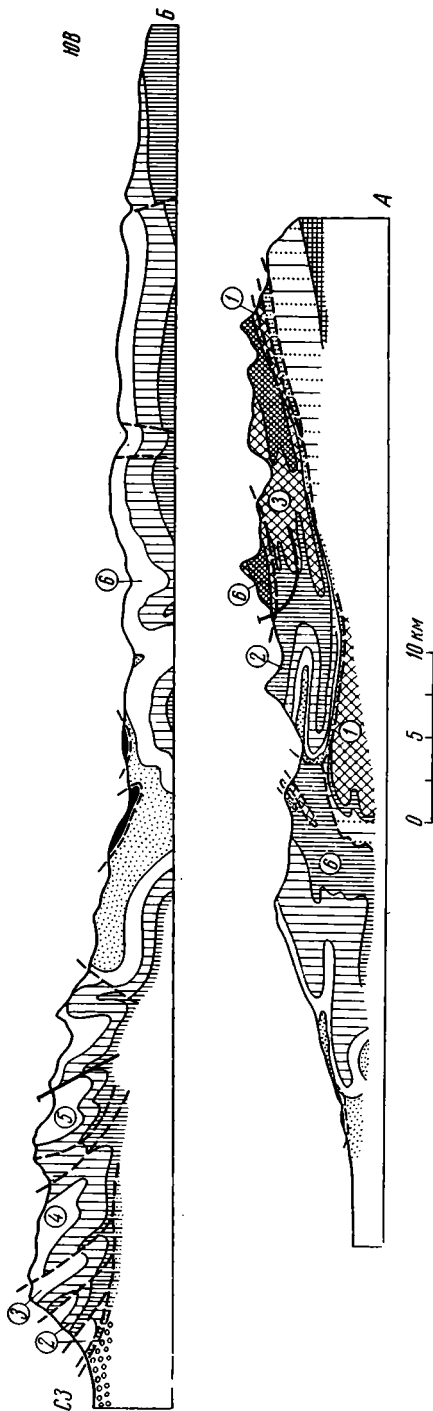


Рис. 5. Геологические разрезы: А — через Гельветские Альпы восточнее Энгелдберга, Б — через Гларские Альпы в районе Сентиса.

По Р. Хантке (Hantke, 1965)

1 — автохтонный мезозой; 2 — пара- и субгельветский флиш (Pg); аллохтон; 3 — доггер; 4 — малый; 5 — нижний мел (сланцы Палфрнес); 6 — нижний-средний мел (валанжские известняки, кремнистые известняки, слои Друсберг); 7 — средний-верхний мел (орбитолиновые слои, слои Зевер, Амден и Ванг); 8 — гельветский флиш (Pg); 9 — моласса (N); 10 — ультрагельветский флиш (Pg); 11 — клиппеновый покров; 12 — линии естественного раздела фаций; 13 — разломы

Цифры на рисунке: 1 — параавтохтонные фации; гельветские фации; 2 — Мюрчен; 3 — Аксен; 4 — Вахштук; 5 — Зильберн; 6 — Друсберг

Швейцарии, параавтохтон также состоит из пара- и субгельветских элементов. Структура их здесь, однако, меняется. Вместо лежащих складок появляется серия тектонических пластин: парагельветских — Каланда и субгельветских — Клариды (Staub, 1954; 1961; Hantke, 1961; Frej, 1965; Spörli, 1966). В разрезе неоднократно чередуются пластины юрских, меловых и третичных пород.

Залегающие выше гельветские покровы образованы более мощными, фациально отличными отложениями перми, триаса, юры, мела и палеогена. Гельветская покровная масса впервые появляется восточнее долины Роны, сначала в виде осложняющей складки (дигитации) покрова Диаблере (Cadisch, 1953), а далее к востоку в виде огромной самостоятельной лежащей антиклинали (покров Вильдхорн). Как было показано еще М. Люжоном, подвернутое крыло этой складки осложнено надвигом, вследствие чего среднеюрские отложения ее ядра залегают на более молодых (в том числе и эоценовых) отложениях покрова Диаблере. Нормальное крыло Вильдхорна осложнено многочисленными опрокинутыми к северо-западу складками. Для этого покрова характерно явление дисгармонии. Срыв отдельных толщ происходит по оксфордским и валанжским горизонтам, при

этом каждая более высокая толща деформируется сильнее соседней нижней. Восточнее (междуречье Ааре и Реуса) структура начинает меняться. Гельветская покровная масса здесь четко выделяется по налеганию мезозойских отложений на третичный флиш. В морфологическом отношении гельветский покров представляет собой сложную систему ныряющих к северо-западу, изоклиналиных, часто перевернутых складок; ядра антиклиналей образованы юрскими, синклиналей — меловыми отложениями (рис. 5, А). В окрестностях Энгельберга меловые отложения образуют в целом конформную структуру с юрскими (хотя дисгармония в стиле покрова Вильдхорн здесь существует). Однако восточнее (массив Уриротшток) меловые отложения, особенно для верхних складок, начинают отслаиваться, образуя независимый структурный элемент: меловой покров Аксен; юрские отложения выделяются здесь как покров Уриротшток (Hantke, 1961; Spörli, 1966). Процесс такого расчленения получает максимальное развитие в междуречье Реуса и Бизиса (Oberholzer, 1933; Schindler, 1959; Hantke, 1961). Именно здесь появляются многочисленные пластины юрских и меловых отложений (покровы Мюрчен, Аксен, Бэхишток, Зильберн, Друсберг). Формирование подобного рода пластин обусловлено появлением системы сколов в подвернутых крыльях лежащих складок. Каждый покров имеет свою фаціальную характеристику, а отложения каждого верхнего покрова накапливались южнее соседнего нижнего.

Картина резко меняется восточнее долины Линта (Arn. Heim, 1910—1917; Staub, 1954, 1961; Herb, 1962). Здесь гораздо шире развиты нижние элементы покровов, например параавтохтонные пластины Кларид. Главная покровная масса содержит в своей подошве мощный горизонт пермского веррукано, на протяжении многих километров залегающий практически горизонтально на палеогеновом флише. Здесь мало тектонических пластин. Однако их ширина и мощность значительно бóльшая. Такие пластины образованы отложениями не одной фаціальной зоны (как на западе), а двумя и более, причем первоначальная последовательность этих зон сохраняется. Резко отличается и внутренняя структура таких пластин. Отсутствуют крупные лежащие складки. Срыв верхних горизонтов относительно нижних не приводит к образованию значительной дисгармонии (рис. 5, Б).

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ КАТЕГОРИИ СОРВАННЫХ ПРОВЕРОВ ГЕЛЬВЕТСКОГО ТИПА

Доказано, что мезо-кайнозойские отложения гельветского типа накапливались в пределах внутренних кристаллических массивов Гельветской зоны и в период альпийского тектогенеза были перемещены к северу. Наиболее хорошо корневая зона гельветских покровов изучена в Восточной Швейцарии. Ф. Вебер (Weber, 1924) установил, что гельветские отложения накапливались в пределах массива Тавеч, зажатого в виде узкой (до 2 км) полосы между массивами Аарским, на севере, и Готтардским, на юге. Ширина корневой зоны не идет ни в какое сравнение с шириной полосы покровов (30 км). Если же развернуть лежащие складки и учесть эффект переслаивания в разрезе пластин, то первоначальная ширина области седиментации заведомо будет значительно бóльшей, чем 30 км. Естественно, что сокращение ширины области седиментации в современной структуре минимум на 30 км можно объяснить лишь значительным региональным сжатием в области корней. Следы такого сжатия и несет структура автохтонных массивов. Здесь развиты зоны расланцевания, многочисленные сколы (Collet, 1935; Staub, 1961; Labchart, 1966). В тех случаях, когда процесс раздробления достигал больших размеров, происходило расчленение на отдельные чешуи перекрывающей массив осадочной оболочки. Именно в этом

Р. Штауб (Staub, 1961) видит причину зарождения основных гельветских покровов Альп. Отдельные клинья фундамента напозлали один на другой, сдирали с них осадочный чехол, выжимая его к северу (Collet, 1935; Goguel, 1944). В этом заключается первопричина обособления покровных масс. Однако в дальнейшем пути и способы их миграции существенно отличались, что в конечном счете и привело к появлению всего многообразия внутриспокровных структур.

Р. Штауб (Staub, 1954) первый отметил большое значение, которое имеет Аарский массив для формирования покровной структуры Гельветских Альп. Именно с существованием этого массива он связывал различия в структуре районов, расположенных восточнее и западнее Линта. В раннюю стадию перемещения покровов массив, представлявший собой приподнятую, орографически выраженную зону, окаймлявшую с севера Гельветский прогиб, являлся тормозящим упором, на южном склоне которого скапливались выдавливаемые с юга покровные массы. Северные фронтальные части покрова так и не смогли преодолеть этот порог. Лишь тыловые, более южные массы, перекрыв фронтальные, сумели достигнуть свода массива, откуда они под действием гравитационных сил скользили к северу, во флишевую депрессию. В это время и происходило формирование отмеченных ранее ныряющих складок и развивающихся из них пластин. Характерно, что в пределах покровной массы, сумевшей преодолеть Аарское поднятие, первоначально наиболее южные тыловые элементы (покровы Зильберн и Друсберг), перемещаясь по «спинам» фронтальных, достигли северных окраин Альп, перекрыв частично неогеновую молассу. Сложилась любопытная картина: чем южнее формировался какой-либо комплекс отложений Гельветского прогиба, тем севернее располагается покров, образованный этими отложениями.

Покровы восточнее Линта формировались в иных условиях. Здесь не существовало резко выраженного Аарского поднятия. Вся гельветская масса, сорванная со своего цоколя, спокойно надвигалась к северу (или, что в структурном отношении безразлично, палеогеновый флиш пододвигался к югу под гельветские массы). Поэтому здесь не происходило «соскабливания» нижних горизонтов покровов (параавтохтона, пермского веррукано). Достаточно сказать, что северные фации гельветского прогиба, расположенные восточнее Линта, находятся на 25—30 км севернее, нежели аналогичные образования, расположенные к западу от него. Именно поэтому здесь присутствуют относительно просто построенные крупные пластины с первоначальным или весьма слабо нарушенным положением фациальных зон, слагающих пластину отложений. Неравномерность сжатия в процессе смещения приводит не к образованию лежащих складок или развивающихся из них пластин, а возникновению чешуйчатых зон. Сходная картина наблюдается и в Центральном Памире. Характерно, что сложное смятие аллохтонных образований наблюдается в районе, где на поверхность выведены древние отложения ванчского комплекса. Различие с Альпами заключается в том, что Аарский массив существовал до начала покровообразования, являясь своеобразным тормозом для шарьирования масс. Ванчский же антиклинорий оформился лишь после образования срыва и смещения мезо-кайнозойских пластин. Воздымание древних толщ, слагающих антиклинорий, создало необходимый уклон для добавочного скольжения покрова к югу. Именно в это время слои были смяты в ныряющие по ходу движения, дисгармоничные складки изгиба, формировавшиеся под действием поверхностных тангенциальных сил. Как и в Гельветских Альпах, каждая верхняя пластина перемещалась дальше соседней нижней.

В районе ледника Грум-Гржимайло, там где исчезает Ванчский антиклинорий, структура покровов меняется. Отсутствуют лежащие и пере-

вернутые складки. Покровы представлены либо в виде единой пластины, либо в виде серии надвинутых одна на другую пластин. Внутренняя их структура обычно сравнительно проста.

На основании изложенного можно сделать следующий вывод. При образовании покровов гельветского типа решающее значение имеет срыв осадочного чехла с кристаллического цоколя. Такой срыв, обусловленный реакцией чехла на сжатие в фундаменте, и последующее выдавливание отложений из области седиментации является основой покровообразования. В процессе перемещения в тех случаях, когда гравитационный эффект не играет существенной роли, надвигание происходит в виде более или менее крупных пластин, обладающих сравнительно простой внутренней структурой. Гравитационное скольжение не имеет решающего значения в процессе шарьирования. Оно является наложенным процессом, результатом специфических условий, когда аллохтонные массы скользят по склону либо ранее существовавших, либо вновь образованных поднятий. В результате такого смещения происходит существенная переработка первоначальной структуры шарьированных пластин.

Литература

- Дронов В. И., Левен Э. Я., Мельник Г. Г., Пашков Б. Р. К стратиграфии ордовикских отложений Центрального Памира. Сов. геология, № 10, 1960.
- Дюфур М. С., Руженцев С. В., Швольман В. А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. Гестектоника, № 6, 1965.
- Левен Э. Я. О Зорташском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1964.
- Паффенгольц К. Н., Шабалкин М. И. Ледник Федченко и р. Танымас. Тр. Тадж.-Памир. эксп., вып. 46, 1936.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и Альпийский орогенез». Изд-во «Наука», 1964.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. геол. ин-та, вып. 192, Изд-во «Наука», 1968.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы бассейна рек Кудара и Танымас (Центральный Памир). Докл. АН СССР, т. 181, № 2, 1968.
- Садисх J. Geologie der Schweizer Alpen. Basel, 1953.
- Collet L. The structure of the Alps. London, 1953.
- Frej F. Geologie der ostlichen Claridenkette. Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, J. 110, H. 1, 1965.
- Goguel J. La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. Bull. Soc. geol. France, ser. 5, t. 14, No. 1—9, 1944.
- Hantke R. Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zurich, J. 106, h. 1, 1965.
- Herb R. Geologie von Amden. Bern, 1962.
- Heim Arn. Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 20/1—4, 1910—1917.
- Labhart T. Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg der Kraftwerke Oberhasli AG. Eclogae. geol. helv., v. 59, No. 2, 1966.
- Lugeon M. Grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. geol. Franc., ser. 4, t. 1, 1902.
- Oberholzer J. Geologie der Glarneralpen. Beitr. geol. Karte Schweiz NF, 28, 1933.
- Schindler C. Zur Geologie des Glarnisch. Beitr. geol. Karte Schweiz NF, 107, 1950.
- Spörli B. K. Geologie der Ostlichen und Sudlichen Urirotstock-Gruppe. Diss. Tech. Hochschule. Zürich, 1966.
- Staub R. Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus, 1954.
- Staub R. Neue Betrachtungen zum glarnischen Deckenbau. Zürich, 1961.
- Weber F. Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. Beitr. Sp. Karte, 1924, 101.

УДК 551.24 + 553.2

В. В. ИВАНОВ, Г. М. МЕЙТУВ

ТЕКТОНИКА И ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Показана ведущая роль тектоники при региональных металлогенических исследованиях. Установлено, что областям с определенным тектоническим развитием и глубинным строением соответствуют вполне определенные ассоциации рудных и магматических образований.

ВВЕДЕНИЕ

Если сравнить описания истории тектоники и металлогении, то можно увидеть, что пути становления этих научных направлений весьма сходны и тесно связаны между собой при опережающей роли тектоники. Как показал Н. П. Херасков (1958), наиболее ранним принципом тектонического районирования являлось выделение тектонических зон, представляющих собой «относительно узкие полосы, вытянутые по простиранию складчатой области, которые отличаются друг от друга по возрасту и составу слагающих эти зоны осадочных и вулканогенных отложений, по развитию интрузий, особенностям складчатости и т. д.». Позднее, благодаря исследованиям Н. С. Шатского (1946, 1953), Н. П. Хераскова (1958, 1966), А. П. Пейве (1945, 1956, 1961), А. Л. Яншина (1966) и др., в складчатых геосинклинальных зонах геологи стали противопоставлять друг другу участки, развивающиеся по типу поднятий, прогибов. Эти структуры формируются иногда «в течение не одного геологического периода, причем в большинстве случаев не удается установить времени их возникновения» (Херасков, 1958). Н. С. Шатский (1946) убедительно показал, что они имеют глубинное заложение.

Таким образом, при тектоническом районировании от выделения сугубо временных складчатых зон тектонисты перешли к выделению участков земной коры, различающихся направленностью вертикальных перемещений (Шатский и др., 1953, 1956—1957; Яншин и др., 1966).

При региональных металлогенических исследованиях, как и в тектонике, можно выделить два основных направления. Первое в качестве главного метода использует принцип выделения разновозрастных рудно-магматических зон, всегда связанных с определенными этапами развития геосинклинальных и платформенных структур; второе предлагает при изучении закономерностей размещения эндогенных пород и руд использовать метод анализа динамики вертикальных тектонических перемещений. Однако, в отличие от тектонистов, среди исследователей рудных месторождений первое направление является в настоящее время основополагающим, тогда как второе только начинает внедряться в практику региональных металлогенических исследований. Первый, кто со всей определенностью подчеркнул необходимость применения при металлогенических построениях востороннего анализа разного типа тектонических поднятий и прогибов, был Н. П. Херасков (1958, 1966). Позднее эта идея затрагивалась в отдельных работах в общем очень немногочисленных исследователей.

Особенно ярко современное состояние и различия взглядов на основы регионально-металлогенического анализа проявилось на Пятом Все-

союзном металлогеническом совещании, прошедшем в 1968 г. в г. Фрунзе, а также в опубликованных материалах этого совещания («Металлогения Тянь-Шаня» 1968). Одни исследователи, проводя металлогенический анализ, исходили из представлений о постоянстве связей определенных типов месторождений с определенными этапами геосинклиналей (В. И. Смирнов, Е. Т. Шаталов и др.), вторые отстаивали точку зрения о внегеосинклинальном характере подавляющего большинства эндогенных образований (Ф. И. Вольфсон, И. Е. Сморгчов; Г. А. Гринберг, Б. Л. Флеров и др.), и, наконец, третьи занимали промежуточную позицию (Е. Д. Карпова, А. Д. Щеглов и др.), отводя тем не менее все большую роль в эндогенном рудообразовании постскладчатым процессам активизации. Большинство исследователей при региональном металлогеническом анализе все еще рассматривают различные эндогенные образования вне зависимости от особенностей глубинного строения земной коры, и лишь немногие подчеркивают эту связь (Смирнов, 1968; Вольфсон, Сморгчов, 1968; Есенов, 1968; Каюпов, 1968; Щерба, 1968). При металлогенических исследованиях, даже среднего и мелкого масштаба, основная роль в объяснении появления различных металлов и типов их месторождений, как и изверженных пород разного состава, отводится не тектонике, а таким факторам, как время и глубина породо- и рудообразования, эрозионному срезу и температуре минералообразования, влиянию вмещающих пород и т. д. Тектонический же принцип в большинстве случаев оказывается на втором плане.

РОЛЬ ГЕОТЕКТОНИКИ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕЛКОГО И СРЕДНЕГО МАСШТАБА

С самых ранних периодов изучения пространственных закономерностей размещения различных объектов, которыми занимается металлогения, в основе исследований лежал тектонический принцип (Launaj, 1913; Ферсман, 1926, 1931; и др.). Однако в связи со слабой разработанностью в то время основных принципов тектонической науки ее идеи не могли обеспечить прогресса в деле поисков и прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Во вводной статье к первому тому трудов закономерности размещения полезных ископаемых («Закономерности размещения...», 1958), а также в статье «О связях полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии» (Тектоника Евразии, 1966), Н. П. Херасков особенно горячо отстаивал положение о ведущей роли тектоники при изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Им впервые была сформулирована идея об определенной связи некоторых типов эндогенных месторождений и пород с конкретными типами тектонических структур. Он показал на отдельных примерах Урала, Казахстана и Сибири, что к областям поднятий тяготеет гранитоидный магматизм и месторождения олова и вольфам, а к впадинам — базальтоидный магматизм и связанные с ним железорудные, медные и полиметаллические месторождения. Даже располагая незначительным фактическим материалом, он уже тогда правильно оценивал перспективы определенных структур и, в частности, возражал против вывода о приуроченности редкометалльных месторождений Горного Алтая к геосинклинальной зоне, а медных, золоторудных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая к геосинклинальной зоне. Столкнувшись с подобной же трактовкой размещения оруденения в Кабло-Нарымском районе и в Восточном Забайкалье, он поставил вопрос о необходимости переосмысления тектонической основы, на которой строились металлогенические представления, не укладывающиеся в намечавшуюся новую схему.

Исследования тектоники, магматизма и металлогении последних лет полностью подтвердили различную металлогеническую и магматиче-

скую специализацию поднятых и опущенных участков земной коры и дали много нового фактического материала по отдельным регионам, позволяющего дорисовать картину, намеченную Н. П. Херасковым.

В 1962 г. В. И. Смирнов, основываясь на палеологическом анализе структур Урала, Казахстана и Кавказа, показал, что кислый магматизм и связанные с ним редкометалльные пегматиты и грейзены в Калба-Нарымской и в Горно-Алтайской провинциях формировались в геоантиклинальном режиме. Исследования К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева (1964) по Алтае-Зайсанской рудной провинции подтвердили этот вывод новыми геологическими данными.

Работы казахстанских геологов последних лет (Есенов, Кунаев, 1967; Каюпов, 1968, и др.), дали возможность выделить на территории Казахстана два основных типа металлогенических поясов. К поднятым областям древней складчатости приурочены гранитоиды и месторождения, обогащенные золотом и редкими элементами, а к прогибам — изверженные породы базальтоидного ряда и месторождения меди, полиметаллов и золота.

К близким выводам о приуроченности грантоидного магматизма и редкометалльной минерализации к поднятиям, а руд цветных металлов к прогибам в последнее время пришли Е. А. Радкевич (1967) по Дальнему Востоку; Г. С. Дзоцендзе и Г. А. Твалчрелидзе (1968) по Кавказу и С. Г. Котляр (1968) по Якутии.

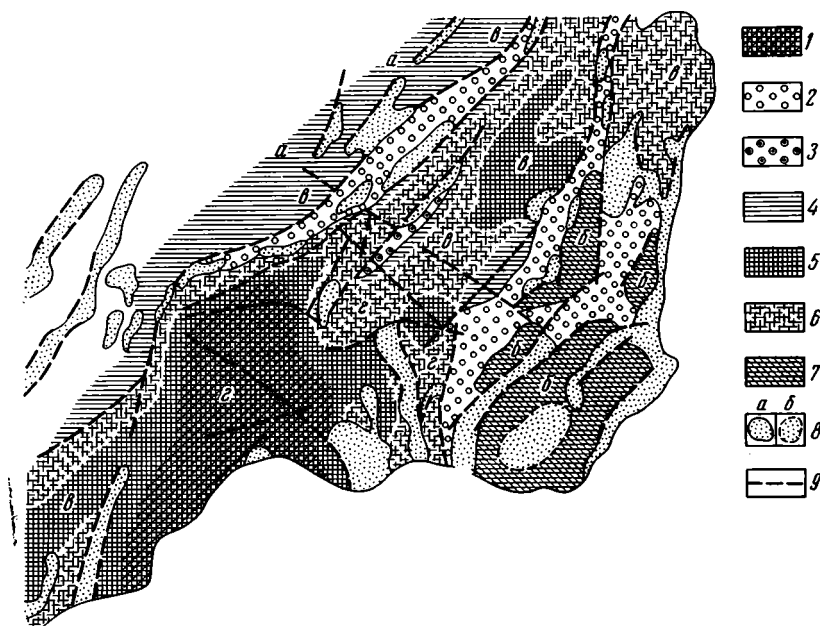
Исследования авторов по Восточному Забайкалью (Мейтув и др., 1967, 2, 1968) была также выявлена регионально-геохимическая специализация участков земной коры с различным характером вертикальных перемещений.

В своих регионально-геохимических построениях мы применяли метод палеотектонического анализа, широко используя материалы А. Ф. Мушниковой и др. (1966) и других исследователей Восточного Забайкалья. Была рассмотрена как домезозойская, так и мезозойская геологическая история развития всей этой территории в целом и отдельных ее районов (рисунок).

Поскольку сведения о домезозойской истории развития довольно ограничены, для этого времени было принято наиболее крупное членение всей территории Восточного Забайкалья на четыре области с различным знаком, временем, стабильностью и интенсивностью вертикальных перемещений. В пределах этих областей уже при анализе мезозойской палеотектоники были выделены более мелкие участки земной коры, отличающиеся по характеру вертикальных перемещений.

Рассмотрение закономерностей размещения мезозойского оруденения и магматизма показало хорошую регионально-геохимическую специализацию как каждой из выделенных крупных домезозойских областей в целом, так и более локальных мезозойских участков, различающихся по знаку, времени и интенсивности вертикальных перемещений в пределах этих областей. Различия заключаются не только в геохимических особенностях отдельных территорий, но и в специализации по типам и составу месторождений и изверженных пород. Мезозойским поднятиям соответствуют редкометалльные пегматиты, оловоносные и вольфрамоносные грейзены, редкометалльные альбититы, кварцевожильные месторождения различных редких элементов литофильной группы и наиболее кислые породы гранитоидного ряда. Мезозойским прогибам свойственно сульфидно-сульфосольное свинцово-цинково-серебряное с золотом, золото-серебряное и медное орудение в ассоциации с наиболее основными для данной территории изверженными породами. В краевых частях поднятий, в местах их перехода к депрессиям, развиты наиболее сложные по составу комплексные редкометалльно-сульфидные месторождения, в рудах которых содержатся олово, свинец, цинк, вольфрам, молибден, золото, висмут, а также флюорит и бериллиевая минерализация, сопровождающие очень пестрые по составу мезозой-

ские изверженные породы от кислого до среднего состава. Такое пространственное разделение типов изверженных пород и месторождений различного состава создают весьма характерную рудно-магматическую зональность, строение которой в значительной мере определяется очертаниями мезозойских депрессий и поднятий. Состав и ширина отдельных



Тектоническая схема распространения различных геолого-геохимических групп месторождений и мезозойских изверженных пород Восточного Забайкалья

1— поднятия, образовавшиеся в мезозое в предрудное время с кварцредметаллической минерализацией (кварц-вольфрамитовые или касситеритовые жилы и грейзены), ассоциированной с наиболее кислыми гранитоидами; 2, 3 — прогибы, устойчивые в течение большей части мезозоя с сульфидной (сульфосолевой) минерализацией (2 — свинцово-цинково-сульфосолевой с серебром и золотом; 3 — золото-сульфосолевой с серебром), ассоциированной с наиболее основными изверженными породами; 4—7 — зоны перехода от поднятий, образовавшихся в мезозое в предрудное время, к депрессиям с редкометалльно-сульфидной минерализацией (4 — золоторудной и молибденовой с сульфидами свинца, цинка, меди; 5 — оловянной (вольфрамовой) с сульфидами свинца, цинка и флюоритом; 6 — районы одновременного проявления месторождений предыдущих двух типов; 7 — свинцово-цинковые редкометалльные с флюоритом), ассоциированный с умеренно-кислыми или нормальными гранитоидами; 8 — верхне-мезозойские прогибы: а — грабен-синклинали, б — вулканотектонические депрессии; 9 — наиболее крупные тектонические нарушения.

Буквенные обозначения указывают на принадлежность мезозойских блоков к той или иной области с различной домезозойской историей развития: а — область устойчивого воздымания с докембрийского времени; б — область устойчивого воздымания с нижнепалеозойского времени; в — область неустойчивого тектонического режима в палеозое; г — область, в палеозое или нижнем мезозое испытывавшая интенсивное прогибание, сменившееся позднее воздыманием

рудно-магматических зон варьируют в широких пределах и определяются конкретной тектонической обстановкой формирования того или иного участка и прежде всего временем заложения поднятий и депрессий, глубиной депрессий и характером их сочленения с поднятиями (постепенный, ступенчатый или резкий). Смена зональных рядов изверженных пород и месторождений может происходить на интервалах от нескольких сотен метров до десятков километров. Это особенно четко наблюдается при изучении отдельных рудных районов Восточного Забайкалья в среднем масштабе. Отмечаемая многими исследователями гипогенная горизонтальная зональность многих месторождений (Шерловая гора, Хапчеранга, Балей, Дарасун, Ново-Широкинское, Кличка и т. д.) оказалась составным звеном общей рудно-магматической зональности соответствующих районов.

Отмеченные закономерности обусловлены мезозойским тектогенезом.

Домезозойская история развития Восточного Забайкалья также оказала существенное влияние на размещение различных типов мезозойских эндогенных месторождений, но особенно велика ее роль в определении общего геохимического облика мезозойских изверженных пород и месторождений. Для областей, характеризующихся устойчивым поднятым положением в домезозойскую эпоху, характерно проявление гранитоидного магматизма нормального ряда и наличие в рудах свинца, цинка, золота, молибдена и флюорита. При этом области наиболее древней докембрийской консолидации свойственна повышенная щелочность изверженных пород и обогащенность руд редкоземельной, бериллиевой, а иногда и ториевой минерализацией. Для области, испытавшей в домезозойскую эпоху нисходящие движения и оформившейся как поднятие только перед оруденением в мезозое, характерен наиболее кислый гранитоидный магматизм и широкое проявление в рудах олова и вольфрама. Следует подчеркнуть, что сближенность времени инверсии и оруденения в пределах этой области приводили многих исследователей (Козеренко, Старченко, 1963, и др.) к выводу, что оловянное и вольфрамовое оруденение связано с прогнутой структурой, не учитывая того, что непосредственно перед оруденением эта территория представляла собой поднятие.

Область неустойчивого геотектонического режима несет смешанный, промежуточный тип минерализации: олово, вольфрам, молибден, золото, свинец, цинк, флюорит и т. д. Необходимо иметь в виду, что переходы между выделяемыми тектоническими структурами могут быть различными по четкости, в связи с чем в переходных участках может наблюдаться широкая гамма сочетаний эндогенных образований.

Кроме изучения влияния регионально-тектонического фактора на размещения оруденения нами был произведен также анализ таких факторов рудообразования, как состав вмещающихся пород, время, глубина, температура, эрозионный срез, которым предыдущие исследователи приписывали решающую роль в появлении и пространственном размещении тех или иных металлов и типов месторождений. Так, учет пространственного распределения тех или иных формаций осадочных и изверженных пород показал, что нижнепалеозойские карбонатно-сланцевые породы сохранились главным образом в участках, испытывавших в мезозое нисходящие перемещения; здесь же развиты перекрывающие их эффузивно-осадочные толщи мезозоя. Для поднятий, особенно в областях устойчивого домезозойского воздымания, осадочные породы мало характерны, за исключением их краевых частей. Здесь наибольшим распространением пользуются различные интрузивные и метаморфические породы палеозойского и более древнего возраста. Отличаются лишь поднятия в области, испытывавшей интенсивные прогибания в среднем и верхнем палеозое и нижнем мезозое. В ее пределах широким распространением пользуются палеозойские либо нижнемезозойские терригенные отложения.

Поскольку для определенных тектонических структур, свойствен свой набор эндогенных образований, то можно предполагать, что это и является причиной приуроченности определенных типов оруденения к определенным типам вмещающих пород: свинцово-цинкового — к карбонатным оловянно-вольфрамового — к терригенным, золото-молибденового — к изверженным и метаморфическим. Таким образом, связь эндогенное месторождение — вмещающая порода определяется тектоникой. Представление же о прямой зависимости характера эндогенной минерализации от состава вмещающих пород в региональном плане не может быть руководящим. Анализ остальных перечисленных факторов рудообразования приводит к выводу, что при существующей неопределенности их решения (абсолютный возраст, температура, глубина оруденения и т. д.) они не могут быть рекомендованы в качестве главных при-

наков при выяснении региональных закономерностей размещения месторождений. Эти вопросы обсуждались ранее (Мейтув и др., 1968) и поэтому здесь не рассматриваются.

Анализируя с этих же позиций особенности размещения и геохимический облик эндогенных образований других регионов, мы приходим к выводу, что намечаемые в них закономерности весьма близки к выявленному для Восточного Забайкалья. Такие примеры имеются как в СССР, так и в зарубежных странах. Тот факт, что до сих пор при регионально-металлогенических исследованиях на эти закономерности обращается мало внимания, мы связываем со следующим. Во-первых, геологи-рудники еще далеко недостаточно используют современные тектонические принципы, которые разработаны Н. С. Шатским, Н. П. Харасковым, А. В. Пейве, А. А. Яншиным, В. В. Белоусовым, В. М. Муратовым, В. Е. Хайным и др. и лежат в основе новейших тектонических построений. Во-вторых, применяемые при региональных металлогенических исследованиях классификационные схемы месторождений не учитывают наиболее общих геотектонических и геохимических признаков их сходства. До настоящего времени даже при мелких и среднемасштабных исследованиях применяются весьма дробные систематики, насчитывающие многие десятки — сотни подразделений, в основе которых лежат частные признаки: металльный, минералогический и генетический (глубина, температура рудообразования, расстояние от первоисточника, физико-химические условия отложения и т. д.).

Выделяемые формации (типы) месторождений совершенно не эквивалентны формациям, которыми пользуются тектонисты, петрографы и литологи. Вместе с тем имеется возможность объединения эндогенных месторождений в наиболее крупные группы (Иванов, 1963, 1967¹). Так же, как для изверженных пород по преобладающим химическим компонентам выделяются кислые, средние, основные, ультраосновные, щелочные, а для осадочных — карбонатные, алюмосиликатные и т. д. породы, эндогенные месторождения могут быть подразделены на пять групп: 1 — литофильную, 2 — литофильно-халькофильную, 3 — халькофильную, 4 — сидерофильную, 5 — щелочную. Каждая из этих групп характеризуется своей совершенно определенной ассоциацией элементов и типов их месторождений. Геохимическая специфика отражена в названиях групп, из которых следует, что более всего отличен химизм первой и четвертой групп, тогда как для второй, третьей и в какой-то мере пятой, он имеет промежуточный характер (Иванов, 1969). К месторождениям первой группы относятся гранитные пегматиты, редкометалльные грейзены, альбититы и кварцевые жилы с оловом, вольфрамом, бериллием, литием и другими элементами; ко второй — касситерито-сульфидные, вольфрамито-сульфидные, молибденито-полиметаллические, редкометалльно-флюорит-полиметаллические и другие месторождения; к третьей — карбонат- и барито-полиметаллические, часто с различными сульфосолями, некоторые кобальто-никелевые, сурьмяно-ртутные, золоторудные и другие месторождения; к четвертой — медно-никелевые, железорудные, связанные с траппами, некоторые медно-колчеданные и т. д., к пятой — щелочные пегматиты, лопаритовые, карбонатитовые и другие месторождения редких земель, ниобия, циркония и других элементов. Перечисленные группы месторождений помимо специфического набора полезных рудных компонентов различаются по содержанию главных петрогенных элементов и особенно величинами их отношений: $Si : Fe$, $Si : Cr$, $Si : O$, $Si : K + Na$, $S : O$.

Применение этой наиболее укрупненной систематики при региональных металлогенических построениях позволило выявить четкое соответствие определенных групп месторождений совершенно определенным тектоническим структурам. Так, для месторождений литофильной и ли-

¹ В указанных работах эти группы имеют другие названия.

тофильно-халькофильной групп, так же как для гранитоидных пород (Кузнецов, Яншин, 1967), характерна приуроченность к поднятым участкам земной коры. Помимо Восточного Забайкалья и Казахстана такие примеры весьма типичны для Северо-Востока и Приморья СССР, Средней Азии, Сибири, Кавказа, Украины и других районов СССР. При этом практически лишены сульфидов пегматитовые, кварцево-жильные и грейзеновые проявления минерализации литофильной группы, содержащие повышенные концентрации редких элементов, нередко тяготеют к центральным частям крупных автономных поднятий, тогда как месторождения литофильно-халькофильной группы, обогащенные редкими, цветными и благородными металлами, приурочены к краевым частям этих же структур (Полоусненский, Мяо-Чанский, Вознесенский, Покрово-Киреевский, Пержанский, Актюзский, Курганский и многие другие рудные районы).

Месторождения халькофильной и сидерофильной групп, а также ультраосновные и основные изверженные породы, как показывают материалы по многим рудным провинциям, приурочены к участкам земной коры, характеризующимся нисходящими перемещениями. Причем, чем более продолжительное и интенсивное прогибание испытывал район в предрудное время, тем в общем относительно более сидерофилен облик проявленных в нем изверженных пород и эндогенных месторождений. Это следует из материалов по размещению колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Кавказа и Болгарии; медных и железорудных скарнов Урала и Сибири; медно-никелевых месторождений различных районов СССР и других стран.

Месторождения щелочной группы и различные щелочные изверженные породы чаще всего приурочены к наиболее древним поднятиям (щиты, срединные массивы) и нередко тяготеют к их краевым частям.

Перечисленные группы эндогенных месторождений в связи с приуроченностью их к определенным тектоническим структурам имеют в ряде случаев довольно четко выраженную взаимосвязь с определенными типами вмещающих пород. Так, для месторождений, связанных с различными областями воздымания (литофильная и щелочная группы) типично размещение в областях преимущественного развития в основном алюмосиликатных пород, наиболее древних для данной области. При этом для месторождений щелочной группы, приуроченных к наиболее длительному времени воздымавшимся участкам земной коры (щиты и др.), характерны наиболее древние и сильно метаморфизованные породы фундамента, тогда как для большинства типов месторождений литофильной группы (олова, вольфрама и др.), расположенных в участках земной коры первоначально интенсивно прогибавшихся и испытавших инверсию лишь незадолго до оруденения, типична связь с мощными терригенными толщами песчаникового-сланцевых (иногда с эффузивами) пород, перекрывающих фундамент.

Месторождениям сидерофильной группы, приуроченным к областям наиболее длительного прогибания, свойственна пространственная связь с эффузивно-осадочными отложениями так называемой спилито-кератофировой формации (колчеданные месторождения) и трапповым магматизмом (медно-никелевые, медные и железорудные) и трапповым магматизмом (медно-никелевые, медные и железорудные месторождения). Месторождения литофильно-халькофильной и халькофильной групп, имеющие переходный состав оруденения и промежуточное геологическое положение между отмеченными выше группами, характеризуются связью с более разнообразными по составу вмещающими породами. Литофильно-халькофильные месторождения, наиболее сходные по своей геологической позиции с месторождениями литофильной группы, залегают в породах фундамента или в перекрывающих их отложениях терригенного или карбонатного состава (краевые части поднятий). Халькофильным месторождениям, ближе стоящим к месторождениям сидеро-

фильной группы и приуроченным к различным относительно молодым прогибам, свойственна ассоциация с сохранившимися от эрозии породами нижних частей разреза (карбонатные и карбонатно-сланцевые породы) и перекрывающими их более молодыми эффузивно-осадочными отложениями среднего и основного состава.

Таковы реально наблюдаемые и охарактеризованные в самом общем виде закономерности размещения эндогенных месторождений и совмещенных с ними в пространстве изверженных и осадочных пород по отношению к основным тектоническим элементам (поднятиям, прогибам, переходным зонам).

Каковы же причины связей различных эндогенных образований и тектоники?

Как уже отмечалось, Н. С. Шатский (1946) указывал на глубинное заложение рассматриваемых тектонических структур. Весь накопленный к настоящему времени геофизический материал по глубинному строению земной коры и мантии Земли подтверждает эту мысль. Как известно, глубинное строение земной коры под материками, океанами, в зонах древних и молодых поднятий и прогибов — всюду различное. Геофизические исследования последних лет в Тихом и Индийском океанах и в переходных участках от континентов к океанам показали, что смена коры от континентальной к океанической осуществляется на коротких расстояниях, на протяжении от первых до десятков километров (Белусов, 1966; Деменицкая, 1967). Таким образом, переход от одного типа коры к другому осуществляется на участках, сопоставимых с размерами тех структур, анализ которых проводится при металлогенических исследованиях. При этом следует подчеркнуть, что перестройка коры по геофизическим данным может осуществляться в короткие промежутки времени, исчисляемые несколькими миллионами лет.

Таким образом, имеются все основания связывать закономерное изменение регионально-геохимического облика поднятых, опущенных и переходных участков с их глубинным строением. Например, в Восточном Забайкалье данные геофизических исследований показывают, что поднятым в результате альпийского орогенеза участкам земной коры в общем соответствуют большие мощности земной коры, чем опущенным. По аналогии с этим можно предполагать, что во время, предшествующее оруденению, поднятым и опущенным участкам соответствовала кора различного строения (Мастюлин, Зорин, 1963; Зорин, Сизиков, 1965; Менакер, 1968, и др.). Такие же данные имеются и по многим другим районам (Средняя Азия, Кавказ, Европейская часть СССР, Сибирь, Казахстан и т. д.) (Белусов, 1966).

Именно с этим мы и связываем различную геохимическую специализацию поднятых и опущенных структур. При этом, используя при металлогенических построениях геофизические данные, необходимо иметь в виду, что они характеризуют состояние земной коры стдельных участков в настоящее время, отвечающее современному их геотектоническому положению. Оно может часто не совпадать с тем строением, которое имелось в дорудное время. В игнорировании этого обстоятельства кроются причины того, что одни и те же типы изверженных пород и эндогенных месторождений различными исследователями часто связываются с различными типами строения земной коры по геофизическим данным. Только анализ всей истории тектонического развития того или иного участка земной коры дает возможность показать полное соответствие регионально-геохимической специфики рудных районов с их глубинным строением.

Говоря о связи общего геохимического облика рудных районов с поднятиями, прогибами и с внутренним, в том числе и наиболее глубинным строением этих структур, необходимо учитывать, что различные крупные тектонические элементы (платформы, срединные массивы, геосинклинальные и другие области), а возможно и различные сегменты земного

шара, могут иметь свои специфические особенности. Еще В. И. Вернадский (1942) указывал на диссиметрию строения земной коры.

В этой статье мы умышленно не останавливаемся на большой роли разрывных нарушений разного масштаба в локализации эндогенных месторождений. В настоящее время она общеизвестна и рассмотрена в специальных работах А. В. Пейве (1945, 1956); И. Н. Томсона (1964, 1968) и многих других тектонистов и металлогенистов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При региональных металлогенических исследованиях главная роль принадлежит тектоническому фактору. При неопределенности трактовки тектонических подразделений, лежащих в основе существующих металлогенических схем, когда одни и те же районы относятся либо к разновременным этапам развития геосинклинали, либо к зонам активизации и т. д., лучше основываться на тектонических структурах, которые могут быть реально наблюдаемы и однозначно определяемы независимо от теоретических представлений исследователей.

В основу регионально металлогенических построений для эндогенных образований может быть положен принцип изучения относительных дорудных вертикальных перемещений тех или иных участков земной коры. Эти движения могут реально учитываться при средне- и мелко-масштабных металлогенических исследованиях и достаточно надежно устанавливаться с помощью формационного анализа осадочных толщ. Именно с этими перемещениями связываются глубинные преобразования земной коры и верхних частей мантии, и именно в этом мы видим геохимическую специфику эндогенных пород и руд различных регионов и рудных районов.

Используя данные геофизики, необходимо учитывать, что определяемое ими глубинное строение земной коры относится лишь к современному ее состоянию. Эти данные можно привлекать лишь для проведения аналогий при реставрации строения коры, существовавшей в период поро- и рудообразования соответствующего геологического времени.

Использованный авторами при региональных металлогенических исследованиях палеотектонический метод позволяет реально оценивать перспективы различных районов на обнаружение концентраций определенных металлов и типов их месторождений и тем самым производить эффективный научно обоснованный прогноз рудных площадей.

Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. Изв. АН СССР. Сер. геол. и географ., № 6, 1942.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.
- Вольфсон Ф. И., Сморгчскв И. Е. О некоторых проблемах металлогенических исследований в областях распространения гидротермальных месторождений. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Изд-во «Илим», Фрунзе, 1968.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1968.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Наука», 1967.
- Есенов Ш. Е., Кунаев Д. С. К вопросу о металлогеническом районировании территории Восточного Казахстана. Вестн. АН КазССР, № 4, 1967.
- Есенов Ш. Е. Металлогеническая зональность Казахстана и дальнейшее направление поисковых работ. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Зорин Ю. А., Сизиков А. И. Схема неотектоники Забайкалья. В сб. «Известия Забайкальского отд. геогр. о-ва СССР», т. 1, вып. 1, Чита, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, 1965.
- Иванов В. В. О геохимической группировке рудных месторождений. Докл. АН СССР, т. 164, № 4, 1967.

- Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. Тр. ИМГРЭ, вып. 10, Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов В. В. Регионально-геохимические проблемы металлогенических исследований. Геохимия, № 8, 1969.
- Каюпов А. К. Роль глубинных слоев земной коры в металлогенической специализации на примере Алтайской рудной провинции. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья. В сб. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во АН СССР, 1963.
- Котляр С. Г. Основные типы структур, магматизм и металлогения Яно-Колымской складчатой системы. Сов. геол., № 10, 1968.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Мастюлин А. А., Зорин Ю. А. Использование геофизических данных при геолого-структурных построениях по Центральному и Восточному Забайкалью. В сб. Геология и металлогения Советского Сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3, Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Закономерное распределение эндогенных месторождений Восточного Забайкалья, как отражение древней и мезозойской геологической истории. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2, Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А., Гархов Ю. А. К вопросу о возрасте и глубине формирования различных эндогенных образований Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Восточного Забайкалья», вып. 4, Чита, Изд-во Забайкальского филиала Географического о-ва СССР, 1968.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. О характере связи эндогенного оруденения с вмещающими породами в Восточном Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Восточного Забайкалья», вып. 4, Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968.
- Мейтув Г. И., Иванов В. В., Иванова Т. А. Об общих закономерностях размещения редкометалльно-сульфидных месторождений. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Балицкая Л. В., Хитаров Д. Н. Температурный режим и условия формирования некоторых типов эндогенных месторождений Восточного Забайкалья по экспериментальным данным. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Восточного Забайкалья», вып. 4, Чита, Изд-во Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1968.
- Менакер Г. И. Строение земной коры и проблемы тектоники, магматизма и металлогении Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 4, Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968.
- Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексиев Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области», вып. 2, Изд-во «Недра», 1966.
- Пейве А. В. Глубинные разломы и геосинклинальные области. Известия АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Радкевич Е. А. Металлогения Востока СССР. В кн. «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ. Сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. Изд-во «Недра», 1966.
- Томсон И. Н. Глубинные разломы, их контролирующее значение и методы изучения. В кн. «Литологические и стратиграфические факторы размещения оруденения в рудных районах», Изд-во «Недра», 1964.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконтролирующие структуры, как основной фактор образования крупных рудных объектов. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1956.

- Херасков Н. П. О связи полезных ископаемых с тектоническими структурами континентальной части Евразии. В кн. «Тектоника Евразии», Изд-во «Наука», 1966.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР в масштабе 1:4 000 000. Изд-во ГУГК, 1953.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000 (с объяснительной запиской), Госгеолиздат, 1956—1957.
- Ферсман А. Е. Монголо-Охотский пояс. Поверхность и недра», № 3, 1926.
- Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк первый «Основные черты геохимии Союза». Сов. по изучению производ. сил СССР. Сер. полезн. ископ., вып. 2, 1931. Изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л. и др. Тектоническая карта Евразии в масштабе 1:5 000 000 (с объяснит. запиской). Изд-во «Наука», 1966.
- L a u n a u L. de. Traite de Metallogenies. Gites mineraux et metalliferes, t. 1—3. Paris et Liege, 1913.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Статья поступила
17 июля 1968 г.

УДК 551.241 (47)

А. Я. КРАВЧИНСКИЙ

**ПЕРЕМЕЩЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И
ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

Показано, что с венда по палеозой произошло перемещение Сибирской платформы из приэкваториальных широт в высокие широты северного полушария. Перемещение платформы относительно полюса было неравномерным: эпохи резких и быстрых перемещений чередовались с периодами довольно устойчивого положения.

В таблице представлены все известные автору определения координат докембрийских геомагнитных полюсов Сибирской платформы по состоянию на 1 января 1968 г., в различное время полученные и опубликованные (Власов, Апарин, 1963; Гончаров, 1963; Давыдов, 1965; Попова, 1963; Радионов, Сидорова, 1963; Храмов, 1963; Храмов, Шолпо, 1967), а также данные автора настоящей работы. Не нашли отражения количество отобранных образцов, доказательства репрезентативности намагниченности, методы нахождения первичной намагниченности и ряд других данных, которые приводятся и являются предметом соответствующих публикаций. Интересующихся этим мы отсылаем к первоисточникам. Вместе с тем следует, по-видимому, отметить, что подавляющая часть представленных в таблице коллекций прошла временную чистку. Кроме того, образцы подвергались (выборочно, а иногда и все) размагничиванию переменными магнитными полями и термочистке. Для выявления I_0^n широко использовались аналитические приемы (Храмов, 1963). Надежность данных в ряде случаев несомненна и подтверждается совпадением координат полюсов, рассчитанных разными авторами для синхронных образований, изученных в различных обнажениях, представленных породами различного состава и в дальнейшем подвергавшихся неодинаковой лабораторной и аналитической обработке. В первую очередь это относится к многочисленным определениям позиций полюсов по позднекембрийским и ордовикским отложениям. Например, В. П. Родионов (Родионов, Сидорова, 1963) для нахождения I_0^n позднекембрийских толщ широкого использовал метод обращения (полюсы 64—72), нами же в трех из 4 случаев (полюсы 61—63) для выявления I_0^n применялся комплекс чистки переменными магнитными полями, временной и температурной (до 300°).

На рис. 1 показано распределение сибирских палеополюсов. Кстати, еще неизвестно в какой степени полюсы 104 и 106 для гематитовых руд нижнеангарской свиты Енисейского кряжа и красноцветного горизонта улунтуйской свиты Западного Прибайкалья (мощность 10 м из 600 м общей мощности свиты) можно распространять на свиты в целом.

Породы излучинской свиты (полюс 95), по данным Г. И. Гончарова (1963), отличаются необычайно низкой для данного района намагниченностью (в 5—10 раз ниже I_n перекрывающих пород аналогичного состава). Природа этого явления не изучалась (полюс исключен). Определение 90 относится к породам обожженной приконтактной зоны и, естественно, характеризует метакристаллическую намагниченность (полюс исключен).

Координаты домезозойских полюсов Сибирской платформы

№ п. п.	Возраст отложений	Координаты полюса		Регион	Автор оп-ределений	№ п. п.	Возраст отложений	Координаты полюса		Регион	Автор оп-делений	№ п. п.	Возраст отложений	Координаты полюса		Регион	Автор оп-ределений	№ п. п.	Возраст отложений	Координаты полюса		Регион	Автор оп-ределений						
		Ф	Л					Ф	Л					Ф	Л					Ф	Л								
1	P	62	156	5 ¹	7 ²	25	S ₁	23	152	3	3	49	O ₁	-18	148	3	3	74	Cm ₃	-36	134	3	3	99	Pt ₃	-25	160	»	»
2	C ₃ - P ₁	47	125	»	4,5	26	»	66	157	2	4,5	50	O ₂	-23	139	2	4,5	75	Cm ₂	-36	135	»	»	100	»	-23	203	1	8
3	C ₂	53	121	»	»	27	»	2	98	»	7,8	51	»	-24	138	»	»	76	»	-31	152	»	»	101	»	-24	208	»	»
4	C ₁	39	146	3	3	28	O ₃	-23	142	»	4,5	52	»	-26	135	»	»	77	»	-49	139	1	8	102	»	-27	217	»	»
5	D ₃	19	136	2	4,5	29	»	-19	136	»	»	53	O ₁	-41	128	»	7	78	»	-50	148	»	»	103	»	-30	203	»	»
6	»	24	151	»	1,2	30	»	-20	120	»	7	54	»	-42	131	»	»	79	»	-46	160	»	»	104	»	-17	89	2	1,2
7	»	28	147	»	»	31	»	-25	128	»	»	55	»	-19	144	3	3	80	»	-44	170	»	»	105	»	-37	87	»	»
8	»	23	154	»	»	32	»	-18	108	»	»	56	O ₁	-19	120	2	2 и др.	81	»	-45	165	»	»	106	»	-29	83	»	4,5
9	D ₂₋₃	28	152	»	2,6	33	»	-21	127	»	7,8	57	O ₁	-26	144	4	3	82	»	-45	166	»	»	»	»	»	»	»	»
10	»	24	157	»	»	34	O ₂₊₃	-19	112	»	»	58	»	-41	122	2	4,5	83	»	-46	172	»	»	»	»	»	»	»	»
11	»	30	146	»	»	35	»	-14	129	»	7	59	Cm ₃	-38	124	»	»	84	»	-42	169	»	»	»	»	»	»	»	»
12	D ₂	29	163	»	»	36	»	-19	124	»	7,8	60	»	-36	132	»	»	85	»	-42	181	»	»	»	»	»	»	»	»
13	»	28	168	»	»	37	»	-14	151	»	7	61	»	-35	122	»	»	86	»	-38	188	»	»	»	»	»	»	»	»
14	»	32	162	»	»	38	»	-16	134	»	»	62	»	-36	130	»	»	87	Cm ₁	-54	192	»	»	»	»	»	»	»	»
15	»	23	150	»	7	39	»	-19	129	»	»	63	»	-33	124	»	»	88	»	-25	206	»	»	»	»	»	»	»	»
16	»	21	143	»	2 и др.	40	O ₂	-24	131	»	»	64	»	-37	116	»	7,8	89	»	-46	142	2	4,5	»	»	»	»	»	»
17	»	40	147	3	3	41	»	-21	123	»	»	65	»	-41	127	»	7	90	»	21	157	3	3	»	»	»	»	»	»
18	»	38	203	4	»	42	»	-22	133	»	»	66	»	-36	119	»	»	91	V	-19	170	»	»	»	»	»	»	»	»
19	»	50	178	3	»	43	»	-22	126	»	»	67	»	-33	130	»	»	92	»	-46	138	2	4,5	»	»	»	»	»	»
20	D ₁	29	156	»	»	44	»	-20	138	»	»	68	»	-41	126	»	»	93	»	-22	141	»	»	»	»	»	»	»	»
21	»	31	154	2	2 и др.	45	»	-22	134	»	»	69	»	-34	122	»	»	94	»	-22	146	»	»	»	»	»	»	»	»
22	S ₂	34	212	4	3	46	O ₂	-27	134	»	»	70	»	-34	120	»	»	95	»	29	274	3	3	»	»	»	»	»	»
23	»	34	132	3	»	47	»	-23	128	»	»	71	»	-38	128	»	»	96	Pt ₃	-27	139	»	»	»	»	»	»	»	»
24	S ₁	41	210	4	»	48	»	-22	132	»	»	72	»	-38	144	»	»	97	»	-15	167	»	»	»	»	»	»	»	»
												73	»	-29	116	»	2 и др.	98	»	-20	152	»	»	»	»	»	»	»	»

Примечание. Номера в графе регионы: 1 — Алданский щит, 2 — Ангарская синеклиза и восточный склон Енисейского края, 3 — низовья р. Н. Тунгуски и р. Курьюме, 4 — р. Курейка, 5 — южная часть Тунгусской синеклизы. Номера в графе авторы: 1 — В. П. Апарин, 2 — А. Я. Еласов, 3 — Г. И. Гончаров, 4 — В. Ф. Давыдов, 5 — А. Я. Кравчинский, 6 — А. В. Попова, 7 — В. П. Родионов, 8 — Э. П. Сидорова.

Образцы коллекций, использованных для расчета полюсов 87 и 88, прошли временную чистку в течение 15 дней (причем ставились перпендикулярно полю). Очевидно, эти данные могут рассматриваться только в качестве ориентировочных. К сожалению, такого рода претензии могут быть предъявлены и к ряду других определений.

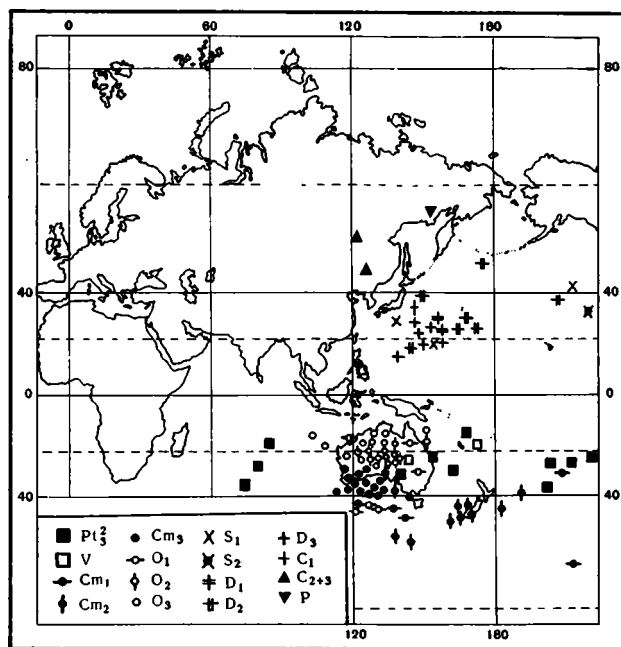


Рис. 1. Положение домезозойских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы (по данным таблицы)

Обращают на себя внимание резко различные позиции силурийских полюсов 24—27. Это тем более удивительно, что ордовикские, да и девонские породы характеризуются неплохой согласованностью данных. Особое недоумение вызывает определения 26 и 27 (для рек Чуны и Лены). Судя по материалам О. И. Никифоровой (1966), силурийские отложения р. Лены сложены неблагоприятными для палеомагнитных исследований доломитизированными известняками, а исключительно высокостабильные породы ярской свиты (полюс 26) имеют мощность всего 20 м и неизвестно, насколько они представляют лландоверийский ярус в целом.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПАЛЕОЗОЕ

По данным таблицы, с учетом сделанных замечаний, составлен рис. 1. Уже первый взгляд на рис. 1 позволяет отметить сложный характер движения Сибирской платформы относительно полюса или, иными словами, сложную траекторию миграции сибирского полюса в палеозое.

Все венд-нижнепалеозойские¹ полюсы группируются между о. Новая Зеландия и западным побережьем Австралии. Из 66 полюсов исключение составили два нижнекембрийских полюса (87 и 88), рассчитанные по образцам пород Алданского щита.

Наступление среднего палеозоя на Сибирской платформе ознаменовалось ее резким перемещением в сторону полюса. Среднепалеозойские

¹ В данной работе мы придерживаемся стратиграфической схемы В. И. Драгунова и др. (1966) для позднекембрийских образований.

полюсы располагаются, согласно рис. 1, уже в северной половине Тихого океана, восточнее островов Тайвань, Рюкю и Японских. Из 24 полюсов резко отличные позиции заняли два полюса — 26 и 27 (нанесен средний).

Немногочисленные позднепалеозойские полюсы располагаются к востоку от Сибирской платформы и непосредственно на платформе.

Характер распределения верхнепротерозойских полюсов подсказывает целесообразность выделения трех самостоятельных подгрупп: Алданской (восточной) (таблица, полюсы 100—103), Туруханской (центральной) (полюсы 96—99) и Ангарской (западной) (полюсы 104—106). Все верхнепротерозойские палеомагнитные данные относятся к якутскому комплексу (средняя часть верхнего протерозоя), время образования которого принимается за 1300—900 млн. лет. Указанная локализация восточно-сибирских полюсов устойчиво сохранялась в течение длительного времени формирования якутского, а возможно также и кимайского комплексов, т. е. 400—550 млн. лет.

В венд-нижнепалеозойской группировке наблюдается сближение полюсов трех выделенных подгрупп, но по-прежнему все полюсы Алданского щита, а точнее Учуро-Майского района, концентрируются в восточной части теперь уже венд-нижнепалеозойской группировки (таблица, полюсы 77—88), Туруханского района — в центральной (полюсы 91, 74—76, 55, 49), Иркутского амфитеатра — в западной (полюсы 92—94, 89, 58—73, 56, 50—54, 28—48).

Несомненный факт существования внутриплатформенной территориальной локализации полюсов в среднем палеозое (таблица, сравните, например, полюсы 12—16 и 17—19). Но эта локализация имеет совсем иной характер, отличный от характера пезднепротерозойской и венд-нижнепалеозойской.

Имеющиеся материалы недостаточны для рассмотрения в таком плане позднепалеозойского распределения полюсов.

Можно предполагать, что наблюдаемая территориальная автономия полюсов внутри каждой группировки — следствие действия на осадки древних магнитных аномалий, перемещений отдельных тектонических блоков платформы, недипольности поля. И хотя, действительно, природа такой локализации в настоящее время не может быть установлена достоверно, кажется вполне естественным, что крупнейшие перемещения платформы относительно полюса (рис. 1) могли сопровождаться смещением и поворотом составляющих ее блоков, появлением совершенно новых магнитных аномалий и т. д.

На рис. 2 показаны средние палеошироты, соответствующие каждой группировке полюсов. Судя по этим данным, в течение палеозоя платформа переместилась из приэкваториальных широт в высокие широты северного полушария и, таким образом, в различное время должна была находиться в разных климатических зонах. Непосредственное знакомство с геологическими материалами подтверждает характер и масштабы указанного перемещения платформы.

Венд и ранний палеозой (рис. 2, А).

Венд. Согласно принятой нами стратиграфической схеме, в Присяянье и на восточном склоне Енисейского кряжа вендские породы представлены красноцветными, пестроцветными и светло-серыми карбонатно-терригенными отложениями карагасской и оселковой свит;

на Чедобецком поднятии — серо-зелеными песчаниками (медведовская свита);

на северо-западе платформы — красно- и пестроцветными детритовыми осадками излучинская свита) и пестрыми известняками и доломитами (сухарихинская и платоновская свиты);

на Анабарском поднятии — главным образом пестрыми доломитами. иногда гипсоносными, и гипсами (старореченская свита);

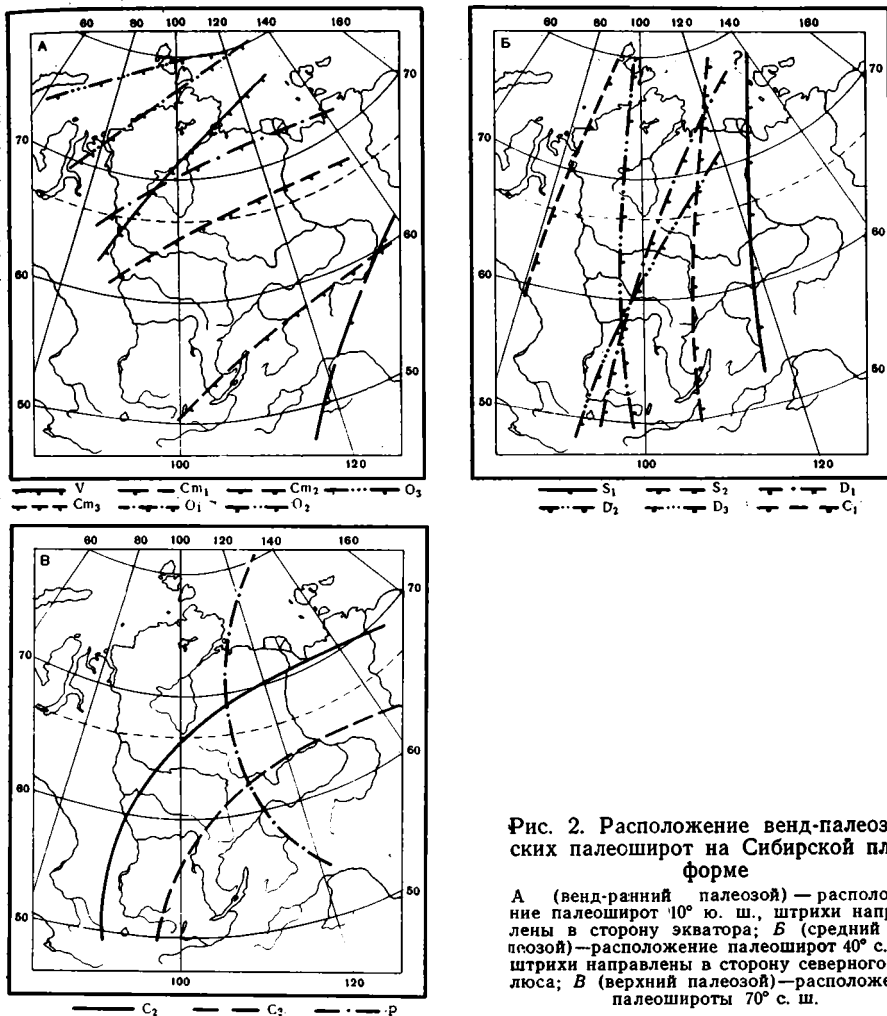


Рис. 2. Расположение венд-палеозойских палеоширот на Сибирской платформе

А (венд-ранний палеозой) — расположение палеоширот 10° ю. ш., штрихи направлены в сторону экватора; Б (средний палеозой) — расположение палеоширот 40° с. ш., штрихи направлены в сторону северного полюса; В (верхний палеозой) — расположение палеошироты 70° с. ш.

на Уджинском поднятии — пестроцветными обломочными породами и битуминозными доломитами (томторская и туркутская свиты);

в пределах Оленекского поднятия — битуминозными известняками и доломитами маастахской, хатыспытской и туркутской свит;

на восточном склоне Алданской антеклизы — в основном серыми карбонатными осадками (юдомская свита), на северо-западном — красно- и сероцветными песчаниками и доломитами, частью битуминозными (дикимдинская и порохтахская свиты);

в Березовской впадине — серыми и желтовато-серыми кварцевыми песчаниками жербинской свиты и серыми, иногда битуминозными доломитами и известняками тиневской свиты;

в Прибайкалье — серовато-зелеными, реже красноцветными обломочными толщами ушаковской свиты (Драгунов, Конилов, Маньковский, 1966 и др.).

Кембрий. Нижнекембрийские отложения алданского яруса южной части Сибирской платформы представляют собою чередование пестроцветных песчаников, мергелей, доломитов и ангидритов, в северной части нижнекембрийские образования сложены пестроокрашенными терригенными породами и известняками. На восточном склоне Алданского щита развиты известняки, а также доломиты, гипсы, редко каменная соль.

Начиная с ленского времени на севере платформы, а также вдоль северного склона Алданского щита накапливались светлые и пестрые карбонатные осадки, преимущественно известняки. На юге платформы в ленское время широкое развитие получили доломиты и хемогенные образования (соли, гипсы и др.), в среднем кембрии—доломиты с гипсовыми прослоями, и в позднем кембрии—пестроцветные (в основном красноцветные) терригенные породы (Демокидов, Писарчик, Чернышева, 1966 и др.).

Ордовик. Нижнеордовикские отложения устькутского яруса на большей части территории Сибирской платформы сложены карбонатными осадками светлых, серых и пестрых тонов. Только в пределах Иркутского амфитеатра (реки Ока, Чуна, Бирюса) в их составе доминируют терригенные, главным образом сероцветные породы.

В чуньский век карбонатные породы отлагались в бассейне среднего течения рек Лены, Вилюя, на юго-западном склоне Анабарского поднятия. В западном направлении возрастает роль обломочных образований. Карбонатные и детритовые породы нередко красноцветны.

Среднеордовикская эпоха характеризуется преобладанием терригенных морских осадков, серовато-зеленых и красных. Карбонатные породы присутствуют в северных районах. Широко распространены фосфоритовые песчаники, гальки, конкреции и т. д.

Верхнеордовикские образования Иркутского амфитеатра и среднего течения р. Лены сложены красноцветными терригенными породами, нередко гипсоносными. В западных и северо-западных районах Тунгусской синеклизы, в верховьях р. Маркоки и по среднему течению р. Вилюй присутствуют карбонатные осадки (Никифорова, Андреева, 1966 и др.).

Даже такой беглый обзор венд-нижнепалеозойских отложений отчетливо показывает, что они всегда представлены карбонатными и пестроокрашенными (серо-зелеными и красными) терригенными образованиями, чрезвычайно широко распространенными на территории Сибирской платформы. Характерно различное присутствие гипсов и каменной соли.

Проводя вслед за Л. Б. Рухиным (1962), Н. М. Страховым (1962) и другими аналогию с современной эпохой, можно утверждать, что венд-нижнепалеозойские моря были теплыми, так как в них осаждались карбонатные, пестроцветные и хемогенные породы.

В вендский период гипсы отлагались на Анабарском поднятии. Признаки жаркого и сухого климата (осолоненность) имеются также в Пристайне, но крупные солеродные бассейны не возникли. Более того, в составе нижекарагасских пород Присаянья встречены бокситовидные прослои, а в песчаниках иногда полностью отсутствуют детритовые зерна магнитных минералов и железорудные минералы представлены исключительно гидроокисными соединениями. Весьма немногочисленные палеомагнитные определения указывают на расположение платформы между 10° с. ш. и 20° ю. ш. (см. рис. 2).

В раннем кембрии климат, по-видимому, стал более засушливым, так как в Прибайкало-Саянском прогибе, Нюйской и Березовской впадинах накапливались мощные хемогенные (соли, гипсы) и доломитовые толщи. Судя по палеомагнитным данным, в раннекембрийскую эпоху платформа находилась на 10° — 30° ю. ш.

В среднем кембрии, несмотря на сходное пролегание палеоширот, масштабы солеобразования резко сократились. Правда, режим засоленных лагун еще сохранялся вплоть до времени седиментации нижних горизонтов верхоленской свиты, имеющих, видимо, среднекембрийский возраст (Демокидов и др., 1966).

В конце позднего кембрия море имело в основном нормальную соленость (0 — 20° ю. ш.). Эти же условия сохранились и в нижнеордовикскую эпоху, хотя глубина бассейна и конфигурация береговой линии изменились.

Для среднего ордовика характерна региональная фосфоритонасность. Гипсообразование было крайне ограниченным. Отвлекаясь от сложной природы и механизма седиментации фосфоритов, можно констатировать, что современные фосфориты образуются только в условиях теплого климата (Рухин, 1962). Наличие пропластков пород, обильно пропитанных гидроокислами железа и с богатой фауной, вероятно, указывает на интенсивное химическое выветривание и благоприятные экологические условия, что не противоречит приэкваториальному положению платформы (15° с. ш.—15° ю. ш.).

Гипсоносность позднеордовикских отложений юга Сибирской платформы (10—20° с. ш.), по-видимому, является следствием некоторой аридизации климата в этих районах.

Таким образом, можно констатировать согласные изменения палеоширот и палеоклиматов в раннем палеозое на территории Сибирской платформы, которые одинаково указывают на перемещение платформы относительно полюса.

Средний палеозой (силур, девон, турне — визе) (рис. 2, Б).

Силур. Наиболее полные разрезы силура известны в северной и северо-западных частях Сибирской платформы и характеризуются широким развитием известняков и граптолитовых сланцев, сменяющихся в позднем силуре доломитами и гипсоносными пестроцветными осадками.

Маломощные раннесилурийские отложения установлены также в западных районах Вилюйской синеклизы (карбонаты) и вдоль северо-западной и северной окраины Иркутского амфитеатра (серые и красные терригенные образования) (Никифорова, 1966).

Девон. Нижне- и среднедевонские отложения выявлены на западе и севере платформы и представлены главным образом лагунно-континентальными пестроцветными и гипсоносными толщами.

Позднедевонские осадки накапливались также в Канско-Тасеевской впадине, в районе городов Тайшет — Алзатай, в Вилюйской синеклизе. Характерно преобладание пестроокрашенных, нередко гипсоносных пород. В Норильском районе и на севере Тунгусской синеклизы присутствуют морские известняковые образования (Меннер, Янов, 1966 и др.).

Ранний карбон. Нижнекаменноугольные отложения турнейского яруса выделены только на крайнем севере и северо-западе платформы и сложены известняками и доломитами.

Такое же ограниченное распространение имеют визейские породы — карбонатно-ангидритовые на севере, пестроцветные терригенно-карбонатные на северо-западе, гипсоносные в бассейне р. Оленек (Вербицкая, Радченко, 1966₁ и др.).

Судя по палеомагнитным данным, в среднем палеозое платформа располагалась в основном на 30—50° с. ш., и в ее северо-западных и западных районах, на палеоширотах 27—35° с. ш., накапливались осадки, указывающие на жаркий — от влажного до засушливого — климат. Юго-восточная окраина платформы располагалась на 45—55° с. ш. Это вполне объясняет отсутствие сульфатных образований в составе среднепалеозойских карбонатных толщ хр. Сетте-Дабан.

Верхнепалеозойские отложения объединяют средний и верхний отделы каменноугольной системы и пермскую систему.

В целом верхнепалеозойские толщи характеризуются исключительно однообразным составом и повсеместно представлены сероцветными (разных оттенков) песчаниками, алевролитами, аргиллитами, черными углистыми сланцами, углями, конгломератами. В строении верхнепалеозойских толщ принимают участие туфы и траппы.

Серые оттенки пород, широкое распространение углей (особенно в западной части платформы) указывают на достаточно богатую растительность и влажный климат. Однако верхнепалеозойская флора Сибири коренным образом отличается от теплолюбивых еврамерийских форм и

имеет определенные черты сходства с растительностью Гондваны, сформировавшейся в условиях умеренного и холодного климата южного полушария (Вахрамеев, 1957; Вербицкая, Радченко, 1966_{1, 2} и др.). По-видимому, расположение платформы на 50—80° с. ш. (рис. 2, В) находится в достаточно хорошем согласии с геологическими данными.

В морях, прилегающих к платформе с востока, а также с севера и юго-востока, в отличие от теплых морей Тетиса (Средиземноморья) и Пацифика (Тихого океана), отсутствовали фузулиниды, ругозы, аммоноидеи и другие организмы, что, по мнению Лихарева и др. (1958), указывает на более суровый температурный режим сибирских морей.

Таким образом, устанавливаемое по палеомагнитным данным сближение платформы и полюса прямо подтверждается изменением состава осадочных пород. Эти выводы принципиально согласуются с материалами других исследователей для разных континентов.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Перемещение платформы относительно полюса—крупный тектонический акт. И было бы, наверно, не совсем правильно заранее ограничить это тектоническое явление простым переходом платформы из одного климатического пояса в другой.

В первую очередь обращает на себя внимание сложный характер перемещения платформы. Нетрудно себе представить, что если бы платформа приближалась к полюсу равномерно, то траектория полюса на рис. 1 трассировалась бы непрерывной цепочкой. В действительности траектория сибирского полюса разорвана—венд-раннепалеозойские полюса группируются в районе Австралии, а среднепалеозойские—уже восточнее Японии и Тайваня. Немногочисленные позднепалеозойские полюсы вполне определенно обособляются от среднепалеозойских и тяготеют к восточным районам платформы.

На рис. 3, который составлен по данным В. И. Драгунова, К. К. Демкидова, О. И. Никифоровой, В. В. Меннера, Г. П. Радченко и многих др., показано распределение венд-палеозойских осадков на территории Сибирской платформы. Очевидно, венд-палеозойские отложения уверенно разделяются крупными стратиграфическими перерывами по крайней мере на три толщи (венд-нижнепалеозойскую, среднепалеозойскую и позднепалеозойскую) в точности так же, как соответствующие им полюсы разделяются на три группы (венд-нижнепалеозойскую, среднепалеозойскую и позднепалеозойскую).

Сопоставляя между собой комплексы осадков, слагающих каждую толщу, можно отметить, что венд-раннепалеозойские терригенно-карбонатные отложения чрезвычайно широко распространены на территории Сибирской платформы. Их накопление происходило в условиях мелкого моря и лагун, покрывавших почти всю платформу. Мелководность бассейна подчеркивается наличием знаков ряби, трещин усыхания, галечниковых прослоев, песчаностью карбонатных пород и т. д.

В среднем палеозое (рис. 3) произошло резкое сокращение площадей аккумуляции осадков, обусловленное регрессией моря. Наметившееся еще в раннем силуре отступление моря продолжалось в лудловскую эпоху; мор покинуло южную часть платформы вплоть до среднего течения рек Лены, Нижней и Подкаменной Тунгусок, но в строении силурийских толщ северо-западной части платформы по-прежнему ведущая роль принадлежала карбонатным отложениям.

В девонском периоде произошел распад когда-то обширного морского бассейна. А к концу визейского века осадкообразование на Сибирской платформе почти полностью прекратилось. Лишь в Нордвикском и Норильском районах накапливались известняки.

В полном соответствии с отступлением моря сокращались площади развития карбонатных осадков и возрастала роль лагунно-континентальных отложений (пестроцветных и гипсоносных).

К верхнему палеозою Сибирская платформа окончательно поднялась над уровнем мирового океана. На территории платформы, главным образом в пределах Тунгусской синеклизы, произошло формирование континентальных сероцветных и угленосных толщ.

Таким образом, палеогеографические различия в условиях формирования венд-раннепалеозойских, средне- и позднепалеозойских толщ заключаются как в изменениях климата, так и в изменении режима седиментации. Аккумуляция венд-раннепалеозойских осадков осуществлялась в обширном мелководном морском бассейне, позднепалеозойских — в континентальных условиях. Режим накопления среднепалеозойских образований можно охарактеризовать как переходный от морского к континентальному.

Эти факты со всей очевидностью показывают, что каждой группировке полюсов (венд-раннепалеозойской, средне- и позднепалеозойской), т. е. каждому сравнительно устойчивому положению платформы относительно полюса соответствует свой режим седиментации или свое достаточно устойчивое положение платформы относительно уровня моря.

Как следует из рассмотренных материалов, положение платформы в целом относительно уровня моря менялось только после ее резких и значительных перемещений, которые на рис. 1 выражены разрывами траектории полюса. А на рис. 3 этим разрывам отвечают общерегиональные стратиграфические перерывы, указывающие на кратковременное воздымание платформы в момент ее быстрого перемещения.

Нужно особенно подчеркнуть то обстоятельство, что континентальный режим седиментации позднепалеозойских толщ, равно как и миграция береговой линии среднепалеозойских бассейнов, явились причиной многочисленных стратиграфических несогласий, которые известны в одних районах платформы, но отсутствуют в других. И только два стратиграфических перерыва, судя по корреляционным схемам О. И. Никифоровой, В. В. Меннера и Э. Н. Янова, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкой, приуроченные к границам между ранним и средним и средним и поздним палеозоем, имеют общерегиональное значение. Тот же характер имеет стратиграфический перерыв, разделяющий венд-раннепалеозойские и протерозойские отложения.

Таким образом, устанавливается строгая корреляция между распре-

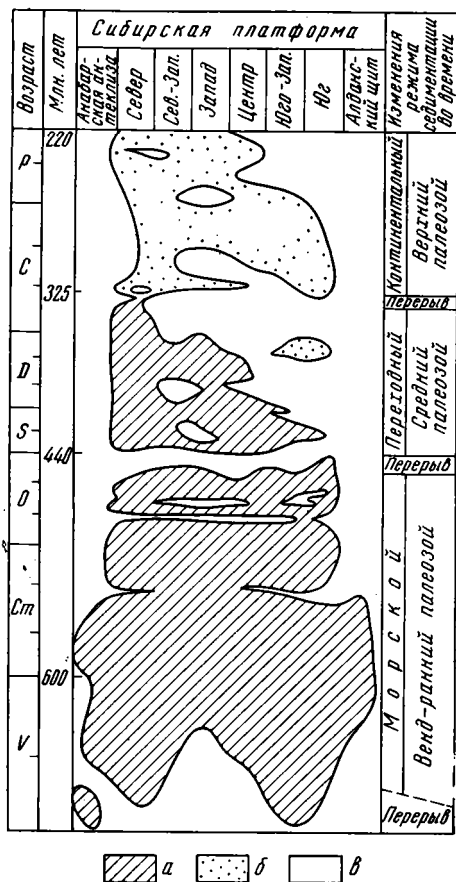


Рис. 3. Распределение венд-палеозойских осадков на территории Сибирской платформы

а — морские и лагунные отложения; б — континентальные отложения; в — отложения отсутствуют

делением палеополюсов на рис. 1 и осадков на рис. 3. Каждому устойчивому положению платформы относительно полюса соответствует устойчивое положение платформы относительно уровня мирового океана и свой комплекс осадков, развитых на определенных площадях. Самые значительные перемещения платформы относительно полюса зафиксированы в разрезах крупными общерегиональными стратиграфическими перерывами.

Анализируя с аналогичных позиций распределение венд-раннепалеозойских полюсов нетрудно заметить, что средне- и позднеордовикские полюсы этой группы отчетливо обособляются от позднекембрийско-раннеордовикских, а те, в свою очередь, от венд-раннекембрийских. Равным образом отложения среднего и позднего ордовика со стратиграфическим несогласием налегают на позднекембрийско-раннеордовикские. Среднекембрийское воздымание платформы охватило Алданский щит, частично Анабарский и в качестве стратиграфического перерыва трассируется на громадной территории Иркутского амфитеатра.

Можно надеяться, что по мере накопления фактического материала будет реконструирована картина распределения полюсов средне- и позднепалеозойских групп.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выполненный анализ палеомагнитных и геологических данных со всей очевидностью показывает, что Сибирская платформа в течение палеозоя переместилась из приэкваториальных широт в высокие широты северного полушария.

Это обстоятельство решающим образом отразилось на вещественном составе осадочных отложений.

2. Движение платформы не было равномерным, и длительные периоды ее сравнительно устойчивого положения относительно полюса (в венд-раннем палеозое, среднем палеозое, позднем палеозое) чередовались с эпохами резких и значительных перемещений.

Каждое такое перемещение сопровождалось изменением ранее установившегося и сохранявшегося десятки и сотни миллионов лет положения платформы относительно уровня Мирового океана.

В результате этого изменения менялся режим осадконакопления, а отсюда — литолого-фациальный состав осадков и площади их распространения.

3. Таким образом, становится очевидным, что палеогеографическая обстановка осадконакопления тесно связана с перемещением платформы относительно полюса. При этом каждому устойчивому положению платформы соответствуют свои достаточно устойчивые палеоклиматические условия, свое закономерное распределение площадей аккумуляции, фаций и вещественного состава отложений. Поэтому предлагаем время длительного и устойчивого положения платформы относительно полюса называть палеомагнитным этапом.

В соответствии с распределением палеополюсов (см. рис. 1) для Сибирской платформы в палеозое можно выделить по меньшей мере три палеомагнитных этапа (венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойский), отвечающих трем различным режимам седиментации (морскому, переходному, континентальному), характеризующихся своими планами расположения палеоширт (см. рис. 2) и своим комплексом осадков, приуроченных к определенным площадям (см. рис. 3).

Палеомагнитные этапы разделены эпохами быстрого перемещения платформы по отношению к полюсу и ее общего воздымания.

4. На основании изложенного можно выделить два существенно различных типа перемещения платформы:

1) резкие скачкообразные перемещения на расстояния до 40° дуги экватора за геологически сравнительно небольшой интервал времени.

После таких перемещений происходило коренное изменение палеогеографической обстановки осадконакопления. Моменты резких перемещений служат рубежами палеомагнитных этапов;

2) относительно незначительные перемещения (приблизительно 10° дуги экватора), существенно не меняющие палеогеографические условия седиментации. Такие движения платформы происходили на протяжении и в рамках каждого палеомагнитного этапа.

Литература

- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1957.
- Власов А. Я., Апарин В. П. Некоторые данные о палеомагнетизме позднекембрийских отложений Енисейского кряжа. В сб. «Материалы 5 Всес. конфер. по палеомагнетизму». Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Вербицкая Н. Г., Радченко Г. П. Каменноугольная система. В кн. «Геология Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1966.
- Вербицкая Н. Г., Радченко Г. П. Пермская система. Геол. Сибирской платформы. Изд-во «Недра», 1966.
- Гончаров Г. И. К результатам палеомагнитных исследований палеозоя северо-западной части Сибирской платформы. В сб. «Материалы 5 Всес. конферен. по палеомагнетизму». Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Давыдов В. Ф. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования трапповой формации Сибирской платформы. Геол. и геофизика, № 11, 1965.
- Давыдов В. Ф., Кравчинский А. Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. В сб. «Настоящее и прошлое магнитного поля Земли». Изд-во «Недра», 1965.
- Демокидов К. К., Писарчик Я. К., Чернышева Н. Е. Кембрийская система. Геол. Сибирской платформы. Изд-во «Недра», 1966.
- Драгунов В. И., Конилов А. З., Маньковский В. К. Верхний протерозой и венд. Геол. Сибирской платформы. Изд-во «Недра», 1966.
- Лихарев Б. К., Кумпан А. С., Миклухо-Маклай А. Д., Попов Ю. Н., Радченко Г. П. и др. Пермская система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
- Меннер В. В., Янов Э. Н. Девонская система. В кн. «Геология Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1966.
- Никифорова О. И. Силурийская система. В кн. «Геология Сибирской платформы», Изд-во «Недра», 1966.
- Никифорова О. И., Андреева О. Н. Ордовикская система. В кн. «Геология Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1966.
- Попова А. В. Палеомагнетизм и палеоклиматы палеозоя юга Красноярского края. В сб. «Материалы 5 Всес. конфер. по палеомагнетизму». Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.
- Родионов В. П., Сидорова Э. П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и силура юга Сибирской платформы. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол. развед. ин-та, вып. 204, Гостоптехиздат, 1963.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1962.
- Храмов А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол. развед. ин-та, вып. 204, Гостоптехиздат, 1963.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Изд-во «Недра», 1967.

Восточный геофизический трест
г. Иркутск

Статья поступила
6 августа 1968 г.

УДК 551.24(47)

В. М. ДАЦЕНКО

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ОБЛАСТИ СОПРЯЖЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИСАЯНЬЯ)

Рассматриваются процессы силурийско-нижнедевонской активизации разломов протерозойского заложения. В это время сформирована Агульская грабен-синклиналь, наложенная на архейские и рифейские структуры региона. Магматизм этапа активизации является внегеосинклинальным.

Восточно-Саянская складчатая область, обрамляющая с юго-запада Сибирскую платформу, является гетерогенным складчато-глыбовым сооружением, включающим каледонские и байкальские структуры. Северная его часть, именуемая обычно Присяньем, относится к области завершенной байкальской складчатости, включает крупные срединные массивы архейских образований и от палеозойских (каледонских) прогибов Восточного Саяна отделяется Байкало-Енисейским разломом и Восточно-Саянским антиклинорием.

Геосинклинальный этап развития и консолидация Присянья были полностью завершены в рифее. На это указывают многочисленные факты трансгрессивного налегания вендских отложений орогенной формации (карагасская свита) на метаморфические и интрузивные образования байкальского тектоно-магматического цикла. В нижнем палеозое эта территория, по всей вероятности, испытывала общее поднятие и являлась поставщиком обломочного материала для более южных районов Восточного Саяна, о чем свидетельствуют состав и ориентировка галек кембрийских отложений в районе верхнего течения р. Агула (Савельев, 1964). В силуре и девоне (S_2-D_1) в западной части Присянья на фоне общего поднятия проявились активные блоковые движения, приведшие к формированию сложной вулканоплутонической формации и заложению Рыбинской впадины. Магматизм этого периода относится к субсекнецову и А. Л. Яншину (1967), и связывается с обрушением крупного вентному, по Г. Штилле (1964), или внегеосинклинальному, по Ю. А. Кузнецову-блокового поднятия на юге Красноярского края (Лучицкий, 1960).

Материалы по строению области палеозойской активизации Присянья были получены нами в 1961—1964 гг. при геологическом картировании района среднего течения рек Агула, Туманшета и М. Тагула. С севера район ограничивается Рыбинской впадиной, выполненной континентальными красноцветными молассами девона; с запада и юга — архейскими и протерозойскими образованиями Канской глыбы и Восточно-Саянского антиклинория; с востока — протерозойским комплексом Бирюсинской глыбы (рис. 1). Отличительной чертой геологии района является четкая ярусность в его строении. К нижнему ярусу или кристаллическому основанию района относятся архейские и протерозойские метаморфические образования, прорванные интрузиями гипербазитов идарского и гранитоидов саянского комплексов. Средний ярус включает

силурийско-девонские эффузивы среднего и кислого состава и прорывающие их гранитоиды огнитского комплекса. Верхний ярус, лишь частично сохранившийся в настоящее время, представлен красноцветной формацией девонских межгорных впадин. Разобщенные блоки пород нижнего яруса перемещены на различную высоту и перекрыты чехлом вулканогенных образований.

С тектонических позиций район можно рассматривать как заключенную между двумя крупными выступами кристаллического основания (Канская и Бирюсинская глыбы) сложную асимметричную грабен-синклиналь, названную нами Агульской. Ориентирована она в северо-западном направлении, протяженность ее превышает 200 км, а ширина изменяется от 10 км на юго-востоке до 50 км на северо-западе. На фоне общего бен-синклинали выделяется строение Агульской грабен-антиклинальной структуры штампового типа, к ядрам которых приурочены выходы протерозойских образований и девонских гранитоидов (рис. 2, Б, В, Г и др.).

В создании структурного плана и размещении магматических образований района на всех этапах его развития ведущую роль играли разрывные нарушения. Для протерозойских разломов характерно северо-западное направление, вообще свойственное байкалидам Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Эти разломы маркируются телами гипербазитов идарского комплекса, протерозойский возраст которых устанавливается на правом берегу р. Агула в 4 км ниже «Летника». Здесь гипербазиты метаморфизуются гранитоидами Березовского массива, имеющими, по данным М. И. Волобуева (1964), абсолютный возраст 1040 ± 40 млн. лет.

Протерозойские нарушения и приуроченные к ним гипербазиты в бассейне р. Агула картируются в пределах выступов кристаллического основания (Канская глыба, Ерминский горст и др.). Характерно, что разрывные нарушения палеозойского этапа активизации наследуют направление байкальских разломов, о чем можно судить по распространению эруптивных аппаратов силурийско-нижнедевонских эффузивов и размещению гранитоидных интрузий огнитского комплекса. В междуречье Оки и Уды массивы этих гранитоидов приурочены к зоне Байкало-Енисейского разлома (Парфенов, 1967). Далее на северо-запад этот разлом веерообразно разделяется на Восточно-Саянский, Канско-Агульский и Агульско-Бирюсинский. Восточно-Саянский разлом отделяет глыбу от Восточно-Саянского антиклинория. Он имеет западно-северо-западное, близкое к субширотному простирание. В западной его части, в междуречье Кана и Маны, к нему приурочен ряд массивов гранитоид-

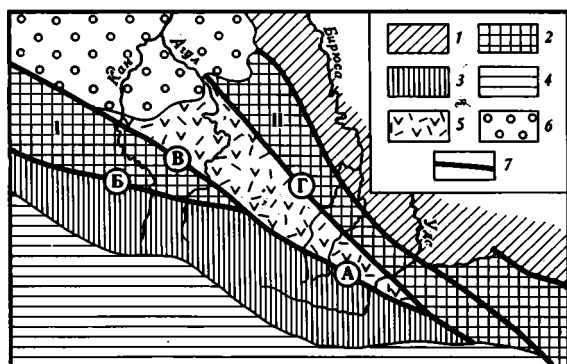


Рис. 1. Положение зоны палеозойской активизации в структуре восточного Саяна (при составлении схемы использованы материалы Л. М. Парфенова)

1 — платформенный чехол; 2 — верхний архей — нижний протерозой (I — Канская глыба, II — Бирюсинская глыба); 3 — средний протерозой («Протеросаян»); 4 — нижнепалеозойские (каледонские) отложения геосинклинального типа (Кизирь-Казырский синклинорий); 5 — силурийско-нижнедевонские образования этапа палеозойской активизации (Агульская грабен-синклиналь); 6 — средне- и верхнепалеозойские отложения межгорных прогибов (Рыбинская впадина); 7 — зоны главных разломов. В кружках обозначены: А — Байкало-Енисейская, Б — Восточно-Саянская, В — Канско-Агульская, Г — Агульско-Бирюсинская

дов огнитского (бuedжульского) комплекса. Канско-Агульский разлом ограничивает Канскую глыбу с севера. Приуроченные к нему эффузивные образования обрамляющие с юга-запада Рыбинскую впадину, протягиваются на 250 км. Зона Агульско-Бирюсинского

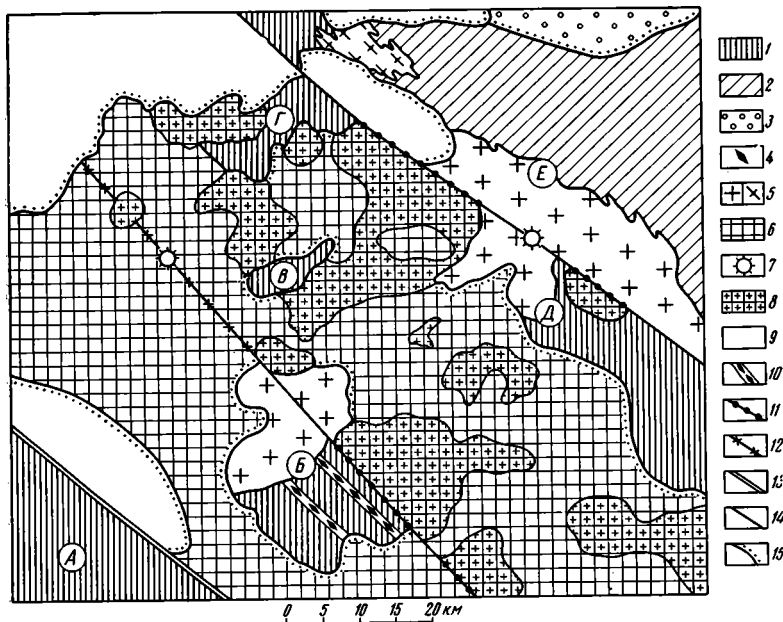


Рис. 2. Тектоническая схема строения северо-западной части Агульско-Рыбинского грабен-синклинали

Нижний структурный ярус: 1 — верхний архей — нижний протерозой: А — Канская глыба, В — Ерминский выступ, В — Седлочный выступ, Г — Кельчинский выступ, Д — Улькинский выступ. Е — Бирюсинская глыба; 2 — рифей (кувайская серия); 3 — вид (карагасская свита); 4 — гипербазиты идарского комплекса; 5 — граниты и гнейс-граниты саянского комплекса. Средний структурный ярус: 6 — силурийско-нижнедевонские вулканиты среднего и кислого состава; 7 — жерла палеовулканов; 8 — граниты огнитского комплекса. Верхний структурный ярус: 9 — красноцветная фермация девонских межгорных впадин. Разрывные нарушения: 10 — залеченные протерозойскими гипербазитами; 11 — залеченные гранитоидами огнитского комплекса; 12 — перекрытые эффузивами; 13 — подовленные новейшими движениями; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — границы несогласного залегания пород

разлома ориентирована в северо-северо-западном направлении и является пограничной с Сибирской платформой. В междуречье Агула и Бирюсы на протяжении 130 км к ней приурочено более 10 массивов огнитских гранитоидов. На водоразделе рек Агула и Туманшета направление этой зоны совпадает с направлением описанных выше дизъюнктивов протерозойского возраста. Здесь же, в верховье р. В. Красной, к ней приурочен подводящий канал Верхне-Краснинской интрузии аляскитовых и щелочных гранитов, рассекающий образования кристаллического «цоколя» района. Амплитуда перемещения по разлому на этом участке превышает 500 м. К юго-западу от него картируются кристаллические сланцы бирюсинской свиты нижнего структурного яруса, к северо-востоку — эффузивы среднего яруса. Гранитоиды огнитского комплекса (D₁) вызывают изменения диафорического характера в бирюсинской свите, инъецируют ее мелкими, до 1,5—2 м длиной, маломощными жилками микропегматита. Таким образом, будучи приурочены к дизъюнктивам, огнитские гранитоиды «спаяли» их, и более молодые движения в районе, как будет показано ниже, «избегали» активизации подобных зон.

На левобережье р. Агула описываемый разлом смещает протерозойскую интрузию гранитоидов саянского комплекса таким образом, что к юго-западу от него в приподнятом блоке вскрывается центральная часть

Березовского массива, сложенная микроклиновыми гранитами, а к северо-востоку — апикальная, сложенная гибридными грано- и габбро-диоритами с подчиненным количеством микроклиновых гранитов. Здесь амплитуда перемещения по разлому не превышает 300 м. Еще далее на северо-запад разлом перекрыт эффузивами, но приуроченность мелких штоков огнитских гранитоидов на правом берегу р. Телегаша и в верховьях р. Ягаша, а также отдельных жерл палеовулканов (р. Телегаш в районе устья р. Поперечного Телегаша) показывают, что разлом был перекрыт только на заключительных стадиях этапа активизации.

Несколько северо-восточнее, по долине р. Туманшетской Ульки и далее на северо-запад до устья р. Ахтармы (бассейн р. Агула), проходит еще один, параллельный описанному выше, Ахтарминско-Тагульский разлом, почти полностью перекрытый вулканогенными образованиями. К нему также приурочены гранитоиды огнитского комплекса (Верхне-Уланчинский, Ахтарминский, Корокско-Минусинский, Верхне-Бельский массивы) и отдельные жерла палеовулканов (район устья р. Туманшетской Ульки).

Вероятно, что по этим разломам в течение этапа палеозойской активизации неоднократно происходили ступенчато-сбросовые перемещения блоков кристаллического фундамента, определившие заложение и конфигурацию Агульской грабен-синклинали.

Частая фауциальная смена продуктов вулканизма в разрезах по рекам Агулу, Туманшету и их притокам указывает на неоднократное изменение тектонического режима в процессе формирования эффузивной толщи, видимая мощность которой в отдельных разрезах превышает 2 км. Вулканогенные образования слагают более 50% площади района, объем их превышает 10 000 км³. В нижней части вулканогенной свиты, непосредственно на протерозойских метаморфических породах и гранитоидах саянского комплекса, залегают гравелиты, туфоконгломераты, либо лавобрекчии среднего состава с обломками лежащих ниже пород кристаллического основания (10—60 м). Выше по разрезу они обычно сменяются андезитовыми порфиритами и диабазами, иногда миндалекаменной текстуры, альбитофирами и их туфами с подчиненными прослоями розовых ленточных фельзитов (450—510 м). Далее следует пачка переслаивающихся альбитофиров и фельзитов (до 70 м). Еще выше по разрезу появляется пачка фельзитов, фельзит-порфиров и их туфов, содержащая отдельные прослои плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых или андезитовых порфиритов, реже их туфов. Мощность этой пачки превышает 500 м, мощность прослоев порфиритов достигает 80 м (водораздел рек Туманшета и Ульки). Завершается разрез субщелочными эффузивами, по составу отвечающими ортофирам, лавобрекчиями и туфами этих пород. Формирование эффузивов происходило в наземных условиях. Коэффициент эксплозивности в начальные этапы не достигал 20%, в конечные — превышал 70%. Во всех изученных разрезах эффузивы кислого и среднего состава принимают участие в строении единых брахиструктур облекания фундамента штампового типа. Характерна блоковая тектоника, падение крыльев брахиструктур достигает 30—35°, тогда как в центральных частях складок эффузивы залегают почти горизонтально. Внутренняя структура складок хорошо подчеркивается как переслаивающимися разными по составу и окраске эффузивами, так и пластовыми телами гранитоидов огнитского комплекса. Последние оказывают на эффузивы незначительное термальное воздействие.

По всей вероятности, интрузивная деятельность в районе сменила эффузивную на той стадии, когда накопившаяся покрывка плотных вулканических пород, мощность которых в то время превышала 2 км, компенсировала давление магматического очага. Возможно, что высокий геотермический градиент этой области в нижнем девоне (о котором можно судить по высоким температурным градиентам в областях совре-

менного вулканизма) обусловил некоторую пластичность эффузивных отложений, следствием которой явилось коробление вулканической толщи над каналами поступления магматических расплавов и отслоение ее от кристаллического основания. Последнее облегчалось и компенсационными перемещениями блоков фундамента. Этим объясняется межформационный характер огнитской интрузии в пределах Агульской грабен-синклинали, приуроченность гранитных массивов к ядрам брахиантиклинальных структур, а их подводящих каналов — к разломам, представлявшим ранее вулканический материал.

Впервые на межформационный характер залегания гранитоидов в бассейне р. Агула обратил внимание Л. П. Зоненшайн (1956). Как показала среднемасштабная геологическая съемка (В. М. Даценко, Д. М. Бондарева и др.), мощность отдельных пластовых тел колеблется от 0,6 до 1,8 км. Особенно показателен в этом отношении Верхне-Бельский массив, подошву и кровлю которого удалось наблюдать непосредственно в обнажениях. Для более крупных массивов (Верхне-Краснинского и Корокско-Минусинского) мощность, по-видимому, превышает 2,5 км.

Состав гранитоидов огнитской интрузии в Агульской грабен-синклинали весьма характерен. Наибольшим развитием пользуются аляскитовые и щелочные граниты миаролитовой текстуры; в подчиненном количестве, преимущественно в апикальных частях массивов, встречаются граносениты. Сами граниты по внешнему облику зачастую напоминают сиениты, но это вызвано тем, что большое количество кварца в них связано в микропегматитовых сростках с калиевым полевым шпатом. Последний представлен сильно пелитизированным ортоклазом и ортоклаз-пертитом. Структура пород микропорфировая, микропегматитовая. Перечисленные черты позволяют отличать девонские гранитоиды от более древних, представленных в районе саянским комплексом (Даценко, 1969).

Отметим, что аналогичные по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям граниты описаны В. И. Богнибовым, А. Н. Дистановой и В. Н. Довгалем (1966) как пример формации субвулканических гранитов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Возраст их в названных районах верхнедевонский, формирование связано с субплатформенным этапом развития. Очевидно, внегеосинклинальные граниты глыбовых зон разновозрастной активизации Саяно-Алтайской горной области обладают типичными чертами.

Заканчивая краткою характеристику магматизма этапа палеозойской активизации, укажем, что по минеральному и химическому составу, а также составу элементов-примесей, огнитские гранитоиды описываемого района аналогичны кислым эффузивам на той стадии эволюции вулканизма, на которой вулканическая деятельность сменилась интрузивной. Аргументация этого выходит за рамки настоящего сообщения, так как требует приведения большого количества химических и спектральных анализов. Вопрос о комагматичности нижнедевонских кислых—субщелочных эффузивов и гранитов смежных районов рассматривался А. Д. Шелковниковым (1962). Здесь же остановимся только на цифрах абсолютного возраста этих образований (определения выполнены в 1967 г. калий-аргоновым методом в Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсовым по коллекции Г. В. Полякова).

Эффузивы р. Агула имеют возраст 405—370 млн. лет (5 определений, среднее значение — 390 млн. лет). Комагматические им гранитоиды огнитского комплекса имеют возраст 390—365 млн. лет (среднее значение по 6 определениям 380 млн. лет). Приведенные цифры могут свидетельствовать о непродолжительности этапа палеозойской активизации Присаянья. Это согласуется с данными по кратковременности этапа ак-

тивизации зоны сочленения Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом (Смирнов, 1963), а также области Станового хребта (Казьмин, 1962).

В последнее время в литературе все чаще высказывается мысль об отсутствии связи внегеосинклинальных гранитов со складчатостью (Кузнецов, Яншин, 1967; Шелковников, 1967). А. Д. Шелковников подчеркивает, что «пространственное размещение и конфигурация интрузивных тел... не контролируется пликативной тектоникой». Нам кажется совершенно необходимым отметить, что такая связь, действительно, не обнаруживается только по отношению к древним, консолидированным складчатым структурам, представленным, например, в Агульской грабен-синклинали докембрийскими образованиями. В то же время по отношению к собранному в брахискладки нижнедевонскому эффузивному чехлу района граниты можно считать складчатыми. Имеющиеся данные позволяют нам присоединиться к представлениям Е. А. Радкевич (1964) о механизме образования подобной складчатости и своеобразной «гранитной тектонике» в областях активизированных древних сооружений.

По мнению Е. А. Радкевич, гранитные магмы этих областей возникают при проникновении разломов на большие глубины и последующем расплавлении сиалитической оболочки под воздействием тепловых потоков. Последние поступают из верхней мантии именно по активизированным разломам. Механизм образования гранитов здесь отличен от такого в геосинклиналях, где ведущая роль в магмообразовании принадлежит метаморфогенным процессам (Судовиков, 1964). А. Д. Шелковников (1967), рассматривая вопросы петрогенезиса посторогенных интрузий Восточного Саяна, указывает на возможность существования магмогенерирующих структур в зонах «глубинных тангенциальных разломов». Ю. А. Кузнецов (1964; Кузнецов, Яншин, 1967) считает, что образование гранитной магмы лучше всего может быть объяснено деятельностью «сквозьмагматических» растворов.

Так или иначе, но в конечном итоге вопросы образования гранитной магмы связываются с существованием зон повышенной проницаемости. Именно такой представляется нам и зона Агульско-Бирюсинского разлома, которая контролировала размещение вулканоплутонической формации в Агульской грабен-синклинали. Продолжение этой зоны можно предполагать к северу от Рыбинской впадины, где обнаружены эффузивные и интрузивные субщелочные образования предположительно девонского возраста. (Кузнецов, 1944). В Южно-Енисейском кряже Агульско-Бирюсинский разлом, возможно, «сливается» с Приенисейским, который протягивается в северо-северо-западном направлении вдоль р. Енисея еще на 700 км до устья р. Подкаменной Тунгуски. К этому разлому в рифее были приурочены сурнихинский комплекс гипербакомплекс нефелиновых сиенитов и комплекс щелочных базальтоидов.

В результате новейших движений, проявившихся в Восточном Саяне, Канская глыба (в орографическом отношении — Идарское белогорье) оказалась поднятой над Агульской грабен-синклиналью на высоту 400—700 м. Поднятие это произошло по Канско-Агульскому разлому.

ВЫВОДЫ

1. Район среднего течения рек Агула, Туманшета и М. Тагула, расположенный на стыке Сибирской платформы и Восточного Саяна, является областью палеозойской активизации, включение его на схемах тектонического районирования Восточного Саяна в область каледонской складчатости (Никульченко, Пан, Чернышев, 1962) — ошибочно.

2. В терминологии В. Е. Хаина (1965) район относится к области активизации перигеосинклинального типа с глыбово-волновыми движения-

ми земной коры. От геосинклиналей он отличается отсутствием характерных формаций офиолитовой группы, от платформ — интенсивностью вертикальных движений и характером магматизма.

3. К моменту активизации на протяжении 200—250 млн. лет от нижнего кембрия и до верхнего силура район, после прохождения геосинклинальной стадии, являлся областью завершенной складчатости или молодой платформой.

4. Палеозойская активизация тектонических движений в районе связана с глыбово-сводным воздыманием региона и привела к регенерации магматической деятельности.

5. Эволюция магматизма этапа активизации заключается в смене эффузивного магматизма интрузивным, а по химизму основного — кислым и субщелочным.

6. Комагматические эффузивные и интрузивные образования района относятся к формации глыбовых зон (по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко) или к гранитоидным формациям внегеосинклинального типа (по Ю. А. Кузнецову и А. Л. Яншину, 1967).

7. Продолжительность периода активизации исчисляется в 35—45 млн. лет и охватывает конец силура и нижний девон.

8. Заложение зон активизации связано с долгоживущими разломами, имеющими унаследованный характер.

Литература

- Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Довгаль В. Н. Формация девонских субвулканических гранитов Кузнецкого Алатау. Геол. и геофиз., № 9, 1966.
- Даценко В. М. О разновозрастности гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агула. В сб. «Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы». Тр. СНИИГГИМС, вып. 61, Красноярск, 1969.
- Зоненшайн Л. П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян). Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Казьмин Ю. Б. Активизация Ю.-В. части Сибирской платформы на примере сводового поднятия Станового хребта. Тезисы докл. Душанбинской сесс. II Всес. тектонич. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Гранитоидные интрузии Южно-Енисейского кряжа. Изв. Томск. индустриальн. ин-та, т. 62, вып. 1, Томск, 1944.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геол. и геофиз., № 10, 1967.
- Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. В сб. «Каледонская орогенения». Международн. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 19, Изд-во АН СССР, 1960.
- Никольченко В. Г., Пан Ф. Я., Чернышев Н. М. Основные черты тектоники западной части Восточного Саяна. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 3, Красноярск, 1962.
- Радкевич Е. А. Выступление на III Всес. петрографич. совещ. В кн. «Магматические формации», Изд-во «Наука», 1964.
- Савельев А. А. Некоторые черты палеогеографии докембрия и раннего кембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы. В сб. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы», Изд-во «Недра», 1964.
- Эмирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Ханн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1965.
- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых эффузивных и интрузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 3, Красноярск, 1962.
- Шелковников А. Д. К петрогенезису нижнедевонской гранит-граносиенитовой формации Восточного Саяна. В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края», Изд-во Томск. гос. ун-та, 1967.
- Штилле Г. Субсеквантный магматизм. Избр. тр., Изд-во «Мир», 1964.

УДК 551.240.089 (479.25)

П. Г. АЛОЯН, С. Г. АЛОЯН

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ И АРМЯНСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

Детальные полевые и экспериментальные исследования показали, что структура зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон Малого Кавказа и разные структурные формы ее проявления формировались в процессе вертикальных блоковых движений разных знаков.

Правильное понимание структурных особенностей зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон Малого Кавказа имеет большое практическое и теоретическое значение, ибо к ней приурочены многочисленные медно-серноколчеданные, медно-молибденовые, золото-сульфидные, полиметаллические и другие месторождения и крупные проявления, представляющие собой основную сырьевую базу цветной металлургии Армянской ССР.

Детальные исследования В. В. Белоусова и М. В. Гзовского в пределах южных склонов хребта Дали-Даг и восточнее, а в дальнейшем Л. Н. Леонтьева (1949) в районе северо-восточных склонов Малого Кавказа, в свое время опровергли идеи К. Н. Паффенгольца (1946) о надвиговой природе границы Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон и показали, что она выражена флексурой или серией малоамплитудных сбросов. Однако в дальнейшем идеи о надвиговой природе межзональной границы возродились (Мкртчян, 1958) и легли в основу многих исследований.

Наши специальные изыскания в северо-западной Армении показали, что зона сочленения имеет сложное внутреннее строение и выражена лестницей резко выраженных флексур, переходящих в сброс.

Сбросовые нарушения имеют северо-западное простираение с падением на юго-запад под углами $65-85^\circ$ (Алоян, Алоян, 1968). Отчетливо устанавливаются границы зоны сочленения. Северо-восточная граница представлена зоной сбросов и является тектоническим рубежом между эоценовыми толщами Армянской складчатой зоны и юрскими образованиями Сомхето-Кафанской зоны. Юго-западная граница располагается в эоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях Армянской зоны и прослеживается на северо-запад почти параллельно северо-восточной границе. Эти две зоны сбросов ограничивают полосу сильного дробления и гидротермального изменения и контролируют распределение многочисленных рудных месторождений. Вдоль границы зоны сочленения цепью вытянуты многочисленные выходы гранодиоритов.

Детальные геологические исследования дали возможность выявить некоторые характерные особенности строения зоны сочленения, которые указывают на возможный механизм ее образования.

1. В пределах лежащего крыла Сананской флексуры, сложенной песчано-глинистыми отложениями нижнего—среднего эоцена, слои разделены на прямоугольные будины. При мощности слоя 10—20 см размеры будин варьируют в пределах от 7—8 до 15—16 см. С увеличением угла падения слоев увеличивается частота трещин, а размеры будин

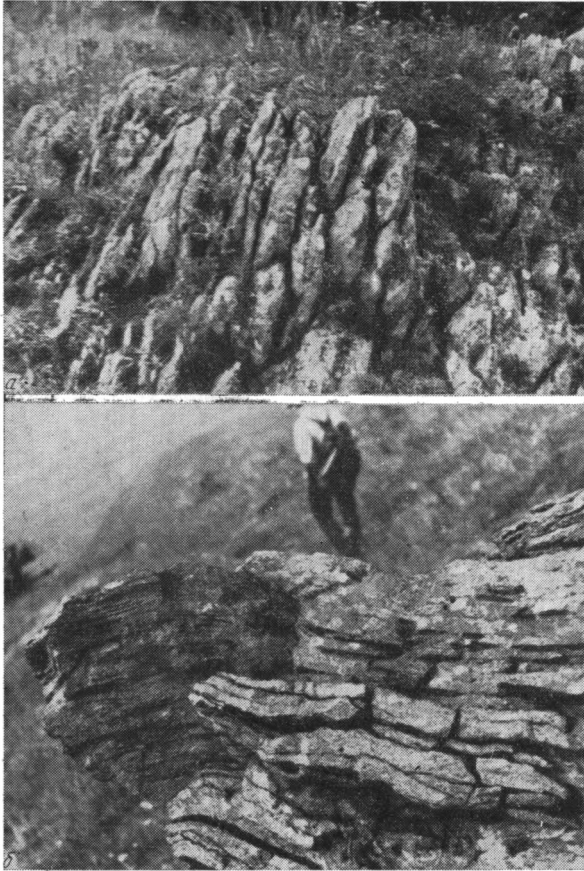


Рис. 1. Тектоническое разлинзование в однородных слоистых толщах:

а — пластическая деформация, *б* — хрупкая деформация

уменьшаются до 3—5 см. Часто внутри прямоугольных будин наблюдаются внутрибудинные трещины, в свою очередь дробящие крупные будины на более мелкие. Внутрибудинные трещины, как и трещины, ограничивающие будины, перпендикулярны слоистости.

В пределах всячего крыла Лалварской флексуры пачка вулканогенно-осадочных сложений, залегающая в основании среднеэоценовых вулканогенных отложений, трещинами, перпендикулярными слоистости, разделена на изолированные глыбы (будины). Последние растащены друг от друга на десятки и сотни метров параллельно слоистости. От верхнего замка флексуры в сторону ее всячего крыла интенсивность дробления и амплитуда перемещений глыб (будин) постепенно уменьшаются.

Явления, аналогичные отмеченным, наблюдаются не только в неоднородных слоистых толщах, но и в слоистых толщах, состоящих из про-

слоев одинакового петрографического состава¹. Такова внутренняя структура лежащего крыла Лалварской флексуры (западнее г. Ягардаш), сложенной средне-верхнеэоценовыми порфиритами андезитодацитового состава, висячего крыла Санаинской флексуры, сложенной среднеюрскими порфиритами дебедской толщи, лежащего крыла Привольненской флексуры, сложенной туфобрекчиями Ягардашской толщи средне-верхнего эоцена и др. (рис. 1, б).

Таким образом, в пределах висячих и лежащих крыльев резко выраженных флексур и в однородных, и в неоднородных слоистых толщах наблюдаются системы трещин, ориентированные перпендикулярно слоистости и дробящие слои на прямоугольные будины. Будины часто растащены параллельно слоистости. В самих будинах наблюдаются системы внутрибудинных трещин, также перпендикулярных слоистости, но менее четко выраженных.

Теоретические и экспериментальные исследования В. В. Белоусова (Белоусов, 1962; Белоусов, Горячев, Кириллова, Сорский, Черткова, 1949), А. А. Сорского (1952), Г. Рамберга (1957) и др. показали, что при растяжении слоя в направлении, параллельном слоистости, при хрупкой деформации в слоях возникают трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно слоистости и дробящие слои на прямоугольные будины. Можно предположить, что аналогичный процесс происходит и в пределах крыльев резко выраженных флексур.

2. Наличие более и менее вязких прослоев в деформируемой пачке предполагается одним из основных условий процесса тактонического разлинзования (Белоусов, Горячев, Кириллова, Сорский, Черткова, 1949; Белоусов, 1962; Сорский, 1952; Рамберг, 1957; Гуревич, 1954; Тохтуев, 1967, и др.).

Наши исследования в северо-западной Армении показали, что процесс тектонического разлинзования может развиваться не только в неоднородных, но и в однородных слоистых толщах, т. е. чередование прослоев с различными механическими свойствами в деформируемой пачке не является определяющим фактором при тектоническом разлинзовании.

Интенсивный процесс тектонического разлинзования наблюдается в пределах смыкающих крыльев Лалварской, Привольненской, Туманянской, Локской и других флексур, сложенных однородными слоистыми толщами, представленными или порфиритами, или туфами порфиритов, или мелко-, средне- и крупнообломочными туфобрекчиями. Величина и форма тектонических линз в разных случаях бывают разными. Так, на северном склоне г. Аракел длина линз в туфобрекчиях ягардашской толщи колеблется в пределах 20—40 см, очень редко встречаются единичные линзы длиной до 90 см (рис. 1, а), а на вершине г. Ягардаш длина тектонических линз в порфиритах ягардашской толщи равна 5—10 см, но преобладают линзы длиной до 5 см. При тектоническом разлинзовании огромную роль играет петрографический состав деформируемой толщи. Если в туфах и туфобрекчиях, слагающих смыкающие крылья Лалварской, Привольненской и других флексур, разлинзование развито интенсивно, то в песчано-глинистых отложениях, слагающих смыкающее крыло Санаинской флексуры, разлинзование почти отсутствует. С другой стороны, если в средне-крупнообломочных туфобрекчиях тектонические линзы приобретают форму грецких и лесных орешков, то в глинистых толщах они имеют в основном форму лепешек и плоских леденцов.

¹ Здесь и в дальнейшем толщу, состоящую из прослоев разного петрографического состава, будем называть неоднородной, а толщу, состоящую из прослоев одинакового состава, — однородной. Такая терминология условна, так как сама слоистость свидетельствует о внутренней неоднородности толщи.

Детальное изучение различных форм тектонических линз показало, что процесс разлинзования слоя завершается либо образованием узкой шейки, либо возникновением трещин скалывания, ориентированных под углом 45° к слоистости, либо разделением слоя на изолированные линзы.

В пределах смыкающего крыла Узунларской флексуры наблюдается интенсивное разлинзование неоднородной слоистой толщи, представленной порфиритами, их туфами и туфобрекчиями андезитового состава. Длина тектонических линз здесь доходит до 2,5—2,75 м. Каждая крупная линза состоит из двух или трех более мелких размерами от 0,7—0,75 м (маленькая линза) до 1,7—1,8 м (большая линза). Анализ структуры крупных и больших линз показал, что расланцевание в них параллельно границам линзы. В пережимах между двумя крупными линзами часто наблюдается маленькая линза, в которой сланцеватость образует мелкие интенсивные складки, характерные для зон нагнетания. Вдоль границ крупных тектонических линз наблюдаются узкие полосы раздробленных и смятых пород мощностью от 3 до 15 см, а на самих линзах — довольно глубокие борозды, свидетельствующие об интенсивных межлинзовых подвижках. Наложение межлинзовых подвижек и локального процесса нагнетания на общий процесс тектонического разлинзования при растяжении деформируемой толщи характерно как для неоднородных, так и однородных слоистых толщ. Сам факт интенсивного тектонического разлинзования в пределах смыкающих крыльев резко выраженных флексур свидетельствует об общем растяжении деформируемой толщи параллельно слоистости.

3. Выклинивание и полное выпадение из разреза отдельных стратиграфических горизонтов в пределах замков резко выраженных флексур — одна из характерных особенностей строения зоны сочленения в пределах северо-западной Армении. Так, лалварская вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена, несогласно залегающая на среднеюрской вулканогенно-осадочных отложениях и перекрывающаяся лалварской вулканогенной толщей, в висячем крыле Лалварской флексуры имеет мощность до 150 м и более, а в пределах ее верхнего замка (Качакутский перевал) полностью выпадает из разреза. Выпадение из разреза вулканогенно-осадочной толщи сопровождается дроблением, разлинзованием, растаскиванием отдельных линз и будин на десятки и сотни метров, внедрением даек диабаз-порфиритового состава и мелких тел гранодиоритов. Аналогичные явления наблюдаются как в пределах нижних замков Привольненской и Локской, так и в пределах верхних замков Болор-Кондской и Спасакарской флексур.

В пределах замков резко выраженных флексур часто наблюдаются зоны интенсивного смятия. Характерным примером такого явления может служить Узунларская флексура. Здесь виден переход смыкающего крыла через верхний замок в висячее крыло. Кроме того, видно, как тектоническое разлинзование в пределах смыкающего крыла сменяется зоной интенсивного смятия и дробления (мощностью до 30—40 м) в пределах верхнего замка флексуры. В зоне смятия наблюдаются сильно сжатые изоклинальные дисгармоничные и опрокинутые складки, переходящие в сбросы и надвиги. Наблюдается также интенсивное расланцевание и гидротермальное изменение вулканогенно-осадочных отложений. Формирование зоны интенсивного смятия и дробления в пределах верхнего замка резко выраженной флексуры невозможно объяснить только одним растяжением деформируемой пачки. Приуроченность зон смятия к замковым частям флексур не случайна и, по всей вероятности, свидетельствует о том, что кроме растяжения здесь происходило сжатие вызванное, по-видимому, повторными движениями обратных знаков по зоне разлома, возникшей на верхнем замке флексуры.

Весь изложенный материал свидетельствует о том, что структура резко выраженных флексур возникла в результате общего растяжения

деформируемой толщи параллельно слоистости и наложения на нее сжимающих напряжений, сосредоточенных в основном в пределах замков флексуры. Возможным механизмом образования резко выраженных флексур с их характерной структурой является вертикальное дифференцированное движение, способное вызвать как растяжение в зоне флексуры, так и смятие деформируемой толщи в пределах ее замков.

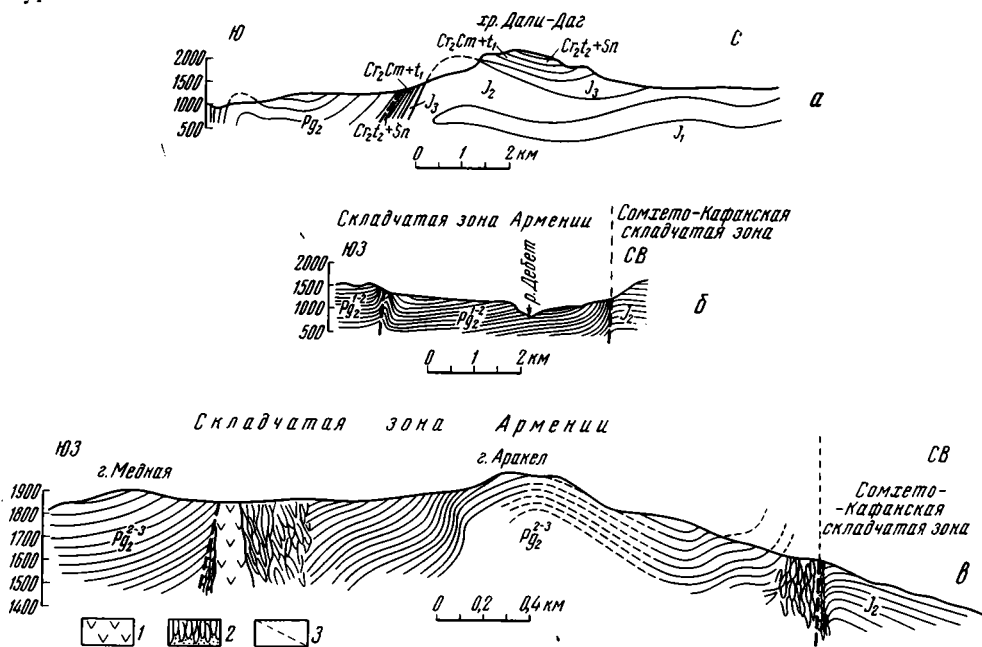


Рис. 2. Геологические профили через зону сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон

1 — дайка диабаз-порфиритов; 2 — зоны тектонического разлизования и смятия; 3 — зоны разломов

В северо-западной Армении выделяются три разновидности сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон.

1. Зона сочленения представлена двумя резко выраженными флексурами, переходящими в сброс. В межфлексурной полосе имеют место моноклиналиное падение. Ширина зоны сочленения 4,5—5,0 км (рис. 2, б).

2. Моноклиналиное падение пород межфлексурной полосы сменяется асимметричной антиклиналью. Ширина зоны сочленения — 2,5—3,0 км (рис. 2, в).

3. Зона сочленения представлена четко выраженной сравнительно широкой флексурой. Сбросы развиты как по верхнему, так и по нижнему замкам флексуры. Ширина зоны сочленения 1,5—1,0 км.

Экспериментальные исследования проводились на приборе с вертикально движущимися штампами (рис. 3). Множитель геометрического подобия был выбран 1 : 50 000. Длину штампов А и Б брали равной 11,0—13,5 см, а штампа С 5—10 см, в зависимости от ширины зоны сочленения. Ширина штампов во всех опытах оставалась постоянной — 10 см. Чтобы избежать непосредственного механического воздействия железного штампа на модель, между ними помещалась «мягкая подушка» из петролатума мощностью, равной высоте подъема штампов (6—9 см). Однородная слоистая модель изготовлялась из каолиновой глины влажностью 36,0—44,0%. Такой интервал влажности модели был подобран, исходя из опыта многолетних экспериментальных исследований В. В. Белоусова, М. В. Гзовского, А. В. Вихерта, Н. Б. Лебедевой и сотрудников лаборатории тектонофизики МГУ по моделированию различ-

ных типов складок поперечного изгиба. Мощность слоев составляла от 0,4 до 0,65 см, а модели 3,5—4,0 см. К модели сверху прикладывалась равномерная и постоянная нагрузка из песка и дроби, которая соответствовала отложениям, перекрывающим деформируемую толщу. Штампы приводились в движение вручную, со скоростью 1 см/мин. Условия подобию проведенных экспериментов удовлетворяют условиям подобию при моделировании тектонических процессов (Гзовский, 1954).

1. Экспериментальные исследования показали, что в результате вертикальных движений штампов происходит растяжение многослойной модели и образование



Рис. 3. Прибор для моделирования сочленения складчатых зон

резко выраженных флексур, в пределах крыльев которых возникают трещины отрыва, перпендикулярные слоистости. Развитие трещин отрыва на моделях совершается двумя путями: 1) трещина отрыва, возникшая в кровле (подошве) слоя, постепенно разрастается к подошве (кровле); 2) после появления трещин отрыва в кровле (подошве) слоя с некоторым от-

ставанием растут встречные трещины от подошвы (кровли). Направленное развитие трещин отрыва происходит очень медленно, что, в конечном счете, приводит к ее искривлению. В результате деформируемые слои дробятся трещинами отрыва на прямоугольные будины, а в дальнейшем растаскиваются в направлении, параллельном слоистости (рис. 4, а).

В начальной стадии формирования флексуры в пределах ее крыльев возникает густая сеть трещин отрыва, однако в дальнейшем развитие некоторых из них приостанавливается. Те трещины, которые продолжают свое развитие, дробят слои на прямоугольные будины, а те, развитие которых приостановилось, осложняют внутреннюю структуру образовавшихся будин. Кроме того, эксперименты показали, что при постоянной мощности слоя величина будин в пределах крыльев флексуры превосходит величину будин того же слоя в смыкающем крыле. Так, если величину будин в пределах крыльев принять за 100%, то в замках она составит 52—71%, а в смыкающем крыле 23—52%. Эти данные соответствуют полевым наблюдениям, которые свидетельствуют о том, что в пределах флексуры интенсивность дробления и тектонического разлинзования увеличивается от крыльев к смыкающему крылу. Приведенные факты говорят о том, что в процессе формирования резко выраженных флексур концентрация растягивающих напряжений происходит в их смыкающих крыльях. Эксперименты показали, что внутрибудинные трещины — это трещины отрыва, возникшие (в начальной стадии формирования флексуры) в период больших растягивающих напряжений в крыльях, а трещины, ограничивающие будины — это те трещины, которые развивались при меньших растягивающих напряжениях (в конечной стадии формирования флексуры).

2. В процессе формирования резко выраженных флексур в их смыкающих крыльях в результате растяжения деформируемой пачки параллельно слоистости происходит тектоническое разлинзование, вызванное пластической деформацией слоев. Пластическая деформация завершается или образованием шейки, или возникновением трещин скалывания, или, наконец, полным выклиниванием слоя и разобщением его на изо-

лированные линзы. Все эти возможные случаи завершения пластической деформации детально изучены и описаны В. В. Белоусовым (Белоусов, 1962; Белоусов, Горячев, Кириллова, Сорский, Черткова, 1949), г. Рамберг (1957) и А. А. Сорским (1952).

Эксперименты показали, что в пределах смыкающего крыла флексур пластическая деформация слоя большей частью завершается появлением шейки и реже — трещин скалывания, ориентированных под углом 45° к слоистости. В результате все деформируемые слои оказываются интенсивно реализованными, а пачка реализованных слоев образует

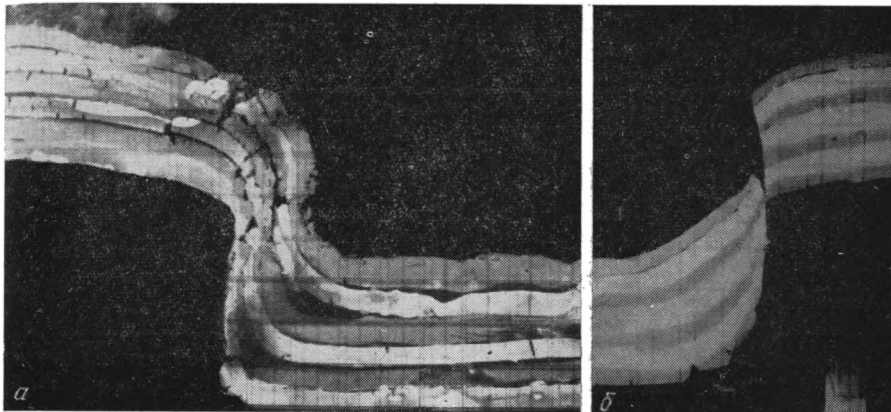


Рис. 4. Моделирование резко выраженных флексур
Темные участки и полосы на моделях — пятна смазки (машинного масла)

узкую шейку в средней части смыкающего крыла (рис. 4, а). Следовательно, разлинзованию подвергаются не только каждый слой в отдельности, но и вся деформируемая пачка. Такова же картина и внутри каждого слоя, чем объясняется появление сложных тектонических линз, состоящих из двух и более мелких линзочек. Линзы в слоях располагаются так, что линзе одного слоя соответствуют пережимы в соседних слоях и наоборот. Во всех случаях мощность линзы в раздуде меньше первоначальной мощности разлинзованного слоя.

Полное выклинивание слоя и его разобшение на изолированные линзы большей частью наблюдаются в пределах верхнего замка флексуры. Эксперименты показали, как слои, интенсивно разлинзованные в пределах смыкающего крыла, выклиниваются и выпадают из разреза в пределах верхнего замка, дробясь на изолированные линзы, оттащенные друг от друга на 1,0—1,5 см и более, в то время как в пределах висячего крыла флексуры в тех же слоях наблюдается слабое проявление хрупкой и пластической деформаций (рис. 4, а).

Таким образом, эксперименты показали, что в процессе формирования резко выраженной флексуры в ее смыкающем крыле в результате растяжения однородной слоистой пачки происходит пластическая деформация, завершающаяся интенсивным разлинзованием деформируемых слоев. При этом в пределах верхнего замка флексуры наблюдается как выклинивание и выпадение из разреза отдельных прослоев, так и дробление их на изолированные линзы, растащенные параллельно слоистости на значительные расстояния. Следовательно, эксперименты с однородной моделью также показывают, что тектоническое разлинзование характерно не только для неоднородных слоистых толщ.

В тех случаях, когда смыкающее крыло флексуры сложено менее пластичными отложениями, процесс тектонического разлинзования поч-

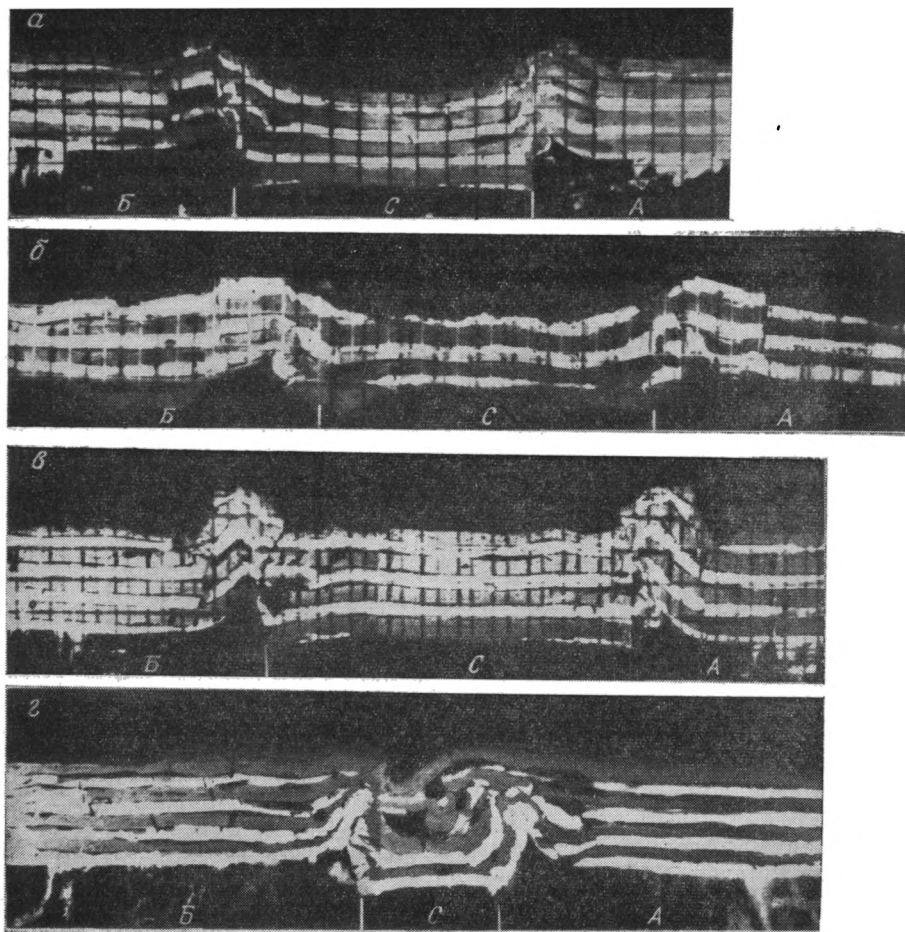


Рис. 5. Моделирование зоны сочленения
Темные участки и полосы на моделях — пятна смазки (машинного масла)

ти не развит или развит очень слабо. Такова, например, внутренняя структура границы Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в районе ст. Санаин (рис. 2, б). При моделировании сбросов, аналогичных Санаинскому, мы снижали влажность модели до 36,3%, чем и уменьшалась пластичность деформируемой пачки. При дальнейшем подъеме штампов по верхнему замку флексур могут возникать нарушения сбросового типа (рис. 4, б).

3. Моделирование первой разновидности сочленения показало, что при подъеме и спуске штампов А и В в полосах, соседних со штампом С, возникают резко выраженные флексуры, осложненные мелкими складками и разрывами типа сбросов и надвигов (рис. 5, а, б, в). На внешней границе зоны смятия и дробления наблюдается крутопадающая трещина, как бы ограничивающая разрастание этой зоны. При подъеме штампа происходит растяжение всей деформируемой пачки и образование резко выраженной флексуры с интенсивным разлинзованием в пределах смыкающего крыла, выклиниванием, полным выпадением из разреза и разобщением слоев на изолированные линзы в пределах верхнего замка и, наконец, появлением трещин отрыва, дробящих слои на прямоугольные будины в пределах всячего крыла. При спуске штампа происходит обратное движение материала и смятие всей растянутой толщи в узкую зону интенсивной складчатости в пределах флексуры.

При двухкратном подъеме и спуске штампов *A* и *B* в полосе, пограничной со штампом *C*, возникают интенсивно раздробленные и смятые узкие зоны резко выраженных флексур с вертикальными и опрокинутыми смыкающимися крыльями. При этом кроме крутопадающих трещин во внешних частях этих зон образуются крутопадающие трещины и вдоль их внутренних границ, по которым часто происходит надвигание более подвижных блоков *A* и *B* на относительно менее подвижный блок *C* (рис. 5, в). Как при простых, так и при более сложных движениях штампов прослой в межфлексурной полосе оставались почти недеформированными, в них возникали редкие трещины отрыва и скалывания, сконцентрированные большей частью по краям блока *C*.

При моделировании второй разновидности сочленения длину штампа *C* брали равной 5 см. Эксперименты показали, что при подъеме и спуске штампов *A* и *B* на 6 см в пограничных полосах блока *C* образуются сравнительно широкие флексуры, а в межфлексурной полосе — асимметричная складка. Последняя наблюдается в верхних слоях модели, в то время как нижние слои почти не деформированы (рис. 5, г).

Если учесть, что зона сочленения второй разновидности сложена средне-верхнеэоценовыми, а зона сочленения первой разновидности ниже-среднеэоценовыми отложениями, то можно высказать предположение, что первая и вторая разновидности являются различными срезами одной более сложной структуры, т. е. вторая разновидность зоны сочленения вниз по разрезу переходит в первую.

Таким образом, вертикальные блоковые движения в зоне флексуры могут вызвать не только общее растяжение деформируемой пачки параллельно слоистости, но и ее смятие, концентрированное вдоль зоны подвижек.

Эксперименты с однородной слоистой моделью показали, что интенсивное тектоническое разлинзование в пределах смыкающего крыла резко выраженной флексуры, выклинивание, полное выпадение из разреза и разобщение слоев на изолированные линзы в пределах ее замков и, наконец, появление трещин отрыва в пределах ее крыльев, дробящих слои на прямоугольные будины, обусловлены общим растяжением деформируемой пачки параллельно слоистости. Возникновение зон интенсивного смятия и дробления в пределах замков флексур обусловлено наложением на общий процесс растяжения деформируемой пачки сжимающих напряжений, сосредоточенных вдоль зоны межблоковых подвижек. Приведенные выше данные полевых и лабораторных исследований позволяют сделать заключение, что структура зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон и разные формы ее проявления возникли в результате единого процесса вертикальных блоковых движений разных знаков.

Авторы приносят глубокую благодарность В. В. Белоусову, под руководством которого проводились полевые и экспериментальные исследования, и выражают искреннюю признательность Н. Б. Лебедевой, Т. М. Гептнер, М. С. Фельдман и всем сотрудникам лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ, которые многочисленными консультациями и непосредственным участием способствовали проведению экспериментов.

Литература

- Алоян П. Г., Алоян С. Г. О границе Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в пределах северо-западной Армении. Геотектоника, № 1, 1968.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Белоусов В. В., Горячев А. В., Кириллова И. В., Сорский А. А., Чертова Е. И. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, сб. 39, 1949.

- Г з о в с к и й М. В. Моделирование тектонических полей и разрывов. Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 6, 1954.
- Г у р е в и ч Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1954.
- Л е о н т ь е в Л. Н. О так называемом «Главном надвиге» Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 69, № 3, 1949.
- М к р т ч я н С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- П а ф ф е н г о л ь ц К. Н. Сейсмоструктурная Армени и прилежащих частей Малого Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1946.
- Р а м б е р г Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования. В кн. «Вопросы экспериментальной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1957.
- С о р с к и й А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Изд-во АН СССР, 1952.
- Т о х т у е в Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1967.

Институт физики Земли АН СССР

Статья поступила
23 апреля 1968 г.

УДК 551.24(575.4)

С. П. ВАЛЬБЕ, Л. Н. СМИРНОВ, Э. И. ПТУШКИН, А. АЛЛАНОВ
**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ТУРКМЕНСКОГО СЕГМЕНТА
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Освещаются основные черты тектоники и истории тектонического развития Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. Делается вывод, что Альпийская складчатая область в процессе развития расширяет свои границы за счет ассимиляции в стадию орогенеза сопредельных участков платформы. В пределах Туркменского сегмента в доорогенную стадию платформенным режимом развития отличались Горный Бадхыз и Куба-Даг, которые в неоген-четвертичное время были вовлечены в альпинотипную складчатость и орогенез.

На территории Туркмении располагается часть северной миогеосинклинальной зоны Альпийского складчатого пояса, вытянутая вдоль его границы с Туранской эпигерцинской плитой. Основными структурными элементами этой части Альпийского складчатого пояса являются Туркмено-Хорасанский мегантиклинорий и Южно-Каспийская межгорная впадина. С севера они ограничены глубинным разломом северо-западного простирания (Семенович, 1964). В верхних слоях земной коры разлому отвечают особые дислокации Куба-Дага, Большого Балхана и северной окраины Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, которые С. П. Вальбе предлагает называть системой дислокаций Южно-Туркменского краевого шва (рис. 1).

Туркмено-Хорасанский мегантиклинорий представлен в основном субширотными горными складчатыми дугами, обращенными выпуклостью к северу. В его строении наибольшую роль играют геосинклинальные, а также геоантиклинальные и субплатформенные формации мезозоя и палеогена. Самой южной в Туркмено-Хорасанском мегантиклинории является дуга, образованная Биналудским и Аладагским антиклинориями, расположенными на территории Ирана. Аладагский антиклинорий с приближением к Южно-Каспийской впадине отклоняется к югу, а затем по простиранию сменяется Эльбурским мегантиклинорием. Последний огибает Южно-Каспийскую впадину с юга (Резанов, 1959). Севернее Аладагского и Биналудского антиклинориев, отделяясь от них наложенным Кучано-Мешедским прогибом, располагаются параллельные дуги Копетдагского горного складчатого поднятия (Калугин, 1956; 1966; Крымус, 1966; Расцветаев, 1966; Вальбе, 1967).

В геологической литературе укоренилось подразделение советского Копетдага на Западный, Центральный и Восточный. Зарубежную часть Копетдага обычно называют Южным Копетдагом. Восточное окончание Копетдага, расположенное по правобережью р. Теджен, известно под названием Горного Бадхыза.

С севера и северо-востока субширотные складчатые дуги Копетдага косо ограничены вытянутыми в северо-западном направлении дислокациями Южно-Туркменского краевого шва. В Западном и Центральном Копетдаге над краевым швом сформирована цепь передовых антиклиналей северо-западного простирания, которые по северо-восточным крыльям оборваны и надвинуты в сторону Предкопетдагского краевого

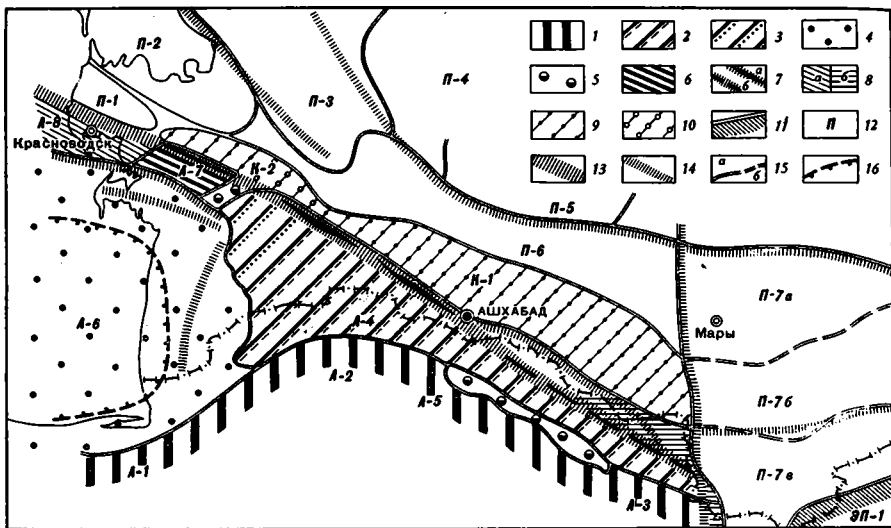


Рис. 1. Основные структурные элементы Туркменского сегмента Альпийской складчатой области и сопредельных территорий

А — Альпийская складчатая область: А-1 — Эльбурский мегантиклинорий; А-2 — 5 — Туркмено-Хорасанский мегантиклинорий; А-2 — Аладагский антиклинорий, А-3 — Биналудский антиклинорий; А-4 — Копетдагское складчатое поднятие, А-5 — Кучано-Мешхедский наложенный прогиб; А-6 — Южно-Каспийская впадина; А-7 — Большевалханская мегантиклиналь; А-8 — Кубадагское шовное глыбовое поднятие; К — краевые прогибы; К-1 — Предкопетдагский, К-2 — Предбалханский; П-0 — область эпигерцинской Туранской плиты; П-1 — Красноводская впадина, П-2 — Карабогазский выступ, П-3 — Туакыр-Карахорская группа поднятий и прогибов, П-4 — Верхнеузбойский прогиб, П-5 — Центральнo-Каракумский свод, П-6 — Бахардожская моноклинал, П-7 — Мургабская впадина; П-7а — Марыйско-Учаджинская ступень, П-7б — осевая зона впадины, П-7в — Бадхыз-Карабильская зона поднятий (на севере) и Калаиморский прогиб (на юге); ЭП-1 — эпиπλαформная орогеническая область, Кушкинский складчатый район; 1—12 — типы развития структурных элементов: 1—5 — внутри Альпийской складчатой области: 1 — в юре — геосинклинальное прогибание, в предмеловое время — складчатость, в мелу — палеогене — геоантиклинальное развитие, в предмиоценовое время и позже — образование горных складчатых поднятий; 2 — в юре — мелу — геосинклинальное прогибание, в палеогене — геосинклинальное развитие, в предмиоценовое время и позже — возникновение и развитие горно-складчатых антиклинальных и синклинальных зон; 3 — в юре — палеогене геосинклинальное прогибание, в предмиоценовое время и позже — возникновение и развитие горно-складчатых антиклинальных и синклинальных зон; 4 — в юре — мелу — существование срединного массива, окаймленного зонами геосинклинального прогибания, в предмиоценовое и послесарматское время — формирование складчатых дислокаций, а на месте срединного массива — возникновение межгорной впадины, в среднем плиоцене и позже — интенсивные погружения центральной части впадины, погружение прилегающих частей складчатых сооружений и превращение их в окраину межгорной впадины; 5 — в среднем плиоцене-антропогене — наложение межгорной впадины на структурные элементы 1-го, 2-го и 3-го типов развития; 6—8 — в зоне Южно-Туркменского краевого прогиба: 6 — в юре геосинклинальное прогибание, в предмеловое время — складчатость, в мелу — палеогене — геоантиклинальное развитие, в предмиоценовое и послесарматское время — складчатость, горообразование, формирование мегантиклинали, согласной простиранию шва, 7 — в юре — мелу — геосинклинальное прогибание, в палеогене — геоантиклинальное развитие, в предмиоценовое и послесарматское время — горообразование, складчатость, формирование согласных простиранию шва передовых антиклиналей, продольных взбросов, взбросов-сдвигов и надвигов (а) и региональных флексур (б), 8 — в мезозое — платформенное или субплатформенное развитие, в предмиоценовое и послесарматское время — бовлечение в альпийотипную складчатость и горообразование, формирование согласных простиранию шва шовно-глыбовых поднятий (а) и косо ориентированных антиклинальных и синклинальных складок (б); 9 — в мезозое — перикратонное прогибание, в палеогене — зарождение, а в неоген-антропогене — развитие и оформление современной структуры краевых прогибов; 10 — в мезозое-палеогене — перикратонное прогибание, в среднем плиоцене-антропогене — возникновение и развитие краевой впадины; 11 — в мезозое и кайнозое — платформенное развитие; 12 — в неоген-антропогене — эпиπλαформный орогенез; 13—16 — прочие обозначения: 13 — Южно-Туркменский глубинный разлом, 14 — прочие глубинные разломы, 15 — границы современных структурных элементов (а) и их частей (б), 16 — условные границы мезозойского срединного массива

прогиба. В Восточном Копетдаге над краевым швом развиты две крупные региональные флексуры. Складчатые цепи внутренней части мегантиклинория под острым углом подходят к этим флексурам и, косо пересекая их, испытывают резкое погружение в сторону Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины. Среди внутренних складчатых зон Копетдага с юга на север выделяют: Главную (на юге); Рабат-Хосардагскую, примыкающую к Главной на северо-западе; Восточно-Копетдагскую, прилегающую к Главной на северо-востоке; Куйлярскую, занимающую территорию Западного Копетдага в полосе преимущественного развития палеогена и неогена; Балхан-Данатинскую, включающую хреб-

ты северо-западной части Копетдага: Малобалханский, Обойский и Данатинский.

На западе внутренние складчатые зоны Копетдага погружаются в Южно-Каспийскую впадину, которая выполнена многокилометровой толщей рыхлых плиоцен-четвертичных молассовых отложений. Эта впадина занимает Куринскую и Западно-Туркменскую низменности и южную часть Каспийского моря. На территории Туркмении расположена восточная часть Южно-Каспийской впадины. Центральная часть впадины отличается субокеаническим типом земной коры. Борты имеют ступенчатое строение. В их пределах происходит резкое погружение подошвы осадочного слоя и выклинивания «гранитного» слоя. На Мессерианской и Гограндаг-Окаремской ступенях восточного борты складчатые дислокации имеют субмеридиональное простирание, которое близ Туркмено-Хорасанского мегантиклинория постепенно сменяется юго-западным. Для ступеней северного борты характерно северо-западное простирание складчатых дислокаций, согласное с Южно-Туркменским краевым швом. Эти ступени, по-видимому, следует включить в систему дислокаций краевого шва.

В состав северо-западных звеньев краевого шва входят ограничивающие с севера Прибалханскую ступень Большебалханская мегантиклиналь и Кубадагское шовное глыбовое поднятие, которые отличаются устойчивым северо-западным простиранием и глыбово-пликативной тектоникой. Большебалханская мегантиклиналь образована геосинклинальными формациями юры, геосинклинальными формациями мела и палеогена и орогенными формациями неогена. В пределах Кубадагского шовного глыбового поднятия на поверхность выведены породы герцинского основания и покрывающие их платформенные и субплатформенные формации верхней юры, мела и палеогена. Лежащие выше неоген-антропогенные формации Куба-Дага имеют орогенный молассоидный характер (Муратов, 1955; Петрушевский, 1960; Птушкин, 1963; Тиунов, 1966).

К северу от Южно-Туркменского краевого шва располагается вытянутая в северо-западном направлении система впадин и прогибов, в которую входят (с запада на восток) Красноводская впадина, Северо-Балханский и Предкопетдагский прогибы и Мургабская впадина (Дикенштейн и др., 1964). Все они с поверхности выполнены преимущественно орогенными неоген-четвертичными отложениями. Типично краевым среди них является Предкопетдагский (Наливкин, 1951), расположенный между послегеосинклинальным складчатым сооружением Копетдага (на юге) и южным склоном Туранской плиты (на севере) и сформированный в кайнозойское время. В составе Предкопетдагского прогиба выделяют Казанджикскую (на северо-западе) и Теджен-Ашхабадскую (на юго-востоке) впадины, отделенные одна от другой Кизыларватской перемычкой. К типу краевых может быть отнесен и Северо-Балханский прогиб, который находится на продолжении внешнего борты Предкопетдагского прогиба (Захидов и др., 1963). Мургабская и Красноводская платформенные впадины расположены в пределах южной окраины Туранской плиты.

В Эльбурсе, Аладаге и Биналуде обнажается доальпийское основание, представленное докембрийским (байкальским) геосинклинальным комплексом и палеозойским комплексом платформенного генезиса. Фундамент Туранской плиты имеет герцинский возраст. Герцинский геосинклинальный комплекс установлен в северо-западной части системы дислокаций Южно-Туркменского краевого шва. Выходы его имеются на Большом Балхане и в Куба-Даге (граниты, эффузивы). Следовательно, южная граница области развития герцинского основания проходит между Эльбурсом, Аладагом и Биналудом, с одной стороны, и Куба-Дагом, Большим Балханом и Предкопетдагским прогибом, с другой. Л. Н. Смирнов полагает, что краевым швом герцинид являлся Южно-Туркменский

глубинный разлом, имеющий региональное значение и длительное развитие.

Отложения альпийского этапа представлены двумя структурными комплексами, из которых один охватывает отложения верхов триаса — палеогена, а другой — верхов олигоцена — антропогена (Годин и др., 1958). Нижний комплекс формировался в условиях геосинклинальных прогибов, геантиклиналей (основная часть Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, Большой Балхан), молодой платформы (Куба-Даг, Горный Бадхыз, основная территория Предкопетдагского прогиба). Верхний комплекс имеет преимущественно орогенный характер.

На доальпийском основании нижний (доорогенный) комплекс залегает несогласно. В составе комплекса выделены три структурных этажа, образованных морскими лагунными отложениями. Граница нижнего и среднего этажей проводится по подошве меловых отложений, которые на Большом Балхане и на юге Туркмено-Хорасанского мегантиклинория отделены от юрских угловым несогласием. Граница среднего и верхнего этажей доорогенного комплекса условна. Она проводится по поверхности размыва, которая нередко отделяет отложения датского яруса от более древних (Большой Балхан, Западный Копетдаг), или по подошве морских палеогеновых отложений (Восточный и Южный Копетдаг), трансгрессивно залегающих на лагунных и континентальных красочетных толщах верхнего мела.

Орогенный альпийский комплекс повсеместно развит в Южно-Каспийской впадине, в Предкопетдагском и Северо-Балханском прогибах. Он распространен также на склонах Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, Большого Балхана и Куба-Дага. В составе комплекса выделены два структурных этажа. К нижнему С. П. Вальбе (1967₂) относит верхи олигоцена — сармат, а к верхнему — более молодые отложения, которые обычно залегают на подстилающих с размывом или угловым несогласием. Верхний орогенный этаж местами разделен на два подэтажа — дислоцированный нижний и верхний (антропоген), практически недислоцированный.

Формирование геосинклинального прогиба на территории альпийской складчатой области Туркмении началось с конца триаса (Резанов, 1959). В юре зона геосинклинального прогибания протягивалась в субширотном направлении через территорию Туркмено-Хорасанского мегантиклинория (рис. 2, 3). Зона наибольшего погружения, возможно, находилась в Аладаге и Биналуде или в южных районах Копетдага, где суммарная мощность юрских отложений, по-видимому, достигает 6000 м. У восточных границ современного мегантиклинория геосинклинальный прогиб замыкался. На продолжении этого прогиба в пределах приосевой части Мургабской платформенной впадины располагалась зона наибольшего платформенного прогибания (мощность юры 3000—4000 м). Значительная юго-восточная часть мегантиклинория, включающая территорию Горного Бадхыза, находилась за пределами юрского геосинклинального прогиба и принадлежала юго-западному борту Мургабской платформенной впадины. Именно поэтому мощность юрских отложений увеличивается от района Горного Бадхыза (около 2000 м) к приосевой зоне Мургабской впадины (3000—4000 м). Западнее современных границ Туркмено-Хорасанского мегантиклинория геосинклинальный прогиб расчленился на две ветви, которые с юга и севера огибали крупный срединный массив, существовавший на месте центральной части Южно-Каспийской впадины (мощность юры здесь, по данным Н. П. Маловицкого, менее 1000 м). Южная ветвь, возможно, смыкалась с геосинклинальным прогибом Эльбурса. Северная ветвь протягивалась к району Большого Балхана (мощность юры до 6000 м), а затем, несколько меняя простирание, продолжалась в зону Прибалханской ступени Южно-Каспийской впадины. На участке смены простирания северной ветви южный край Туранской плиты, по данным Л. Н. Смирнова (1966), образовывал вдающийся угол.

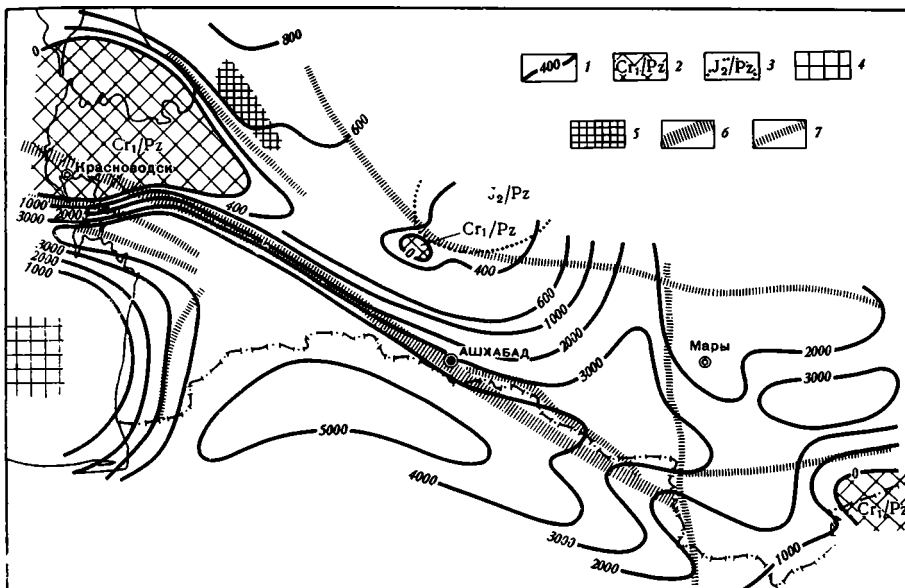


Рис. 2. Схема распределения мощностей ниже-среднеюрских отложений
 1—7 — условные обозначения к рис. 2—5: 1 — линии равных восстановленных мощностей, 2 — районы устойчивых поднятий в юрское время, втянутые в погружение в раннем мелу, 3 — районы поднятий в ранней юре, втянутые в погружение в средней юре, 4 — сокращенные мощности или отсутствие отложений в пределах срединного массива, 5 — последующий разрыв отложений, 6 — Южно-Туркменский краевой шов, 7 — прочие глубинные разломы

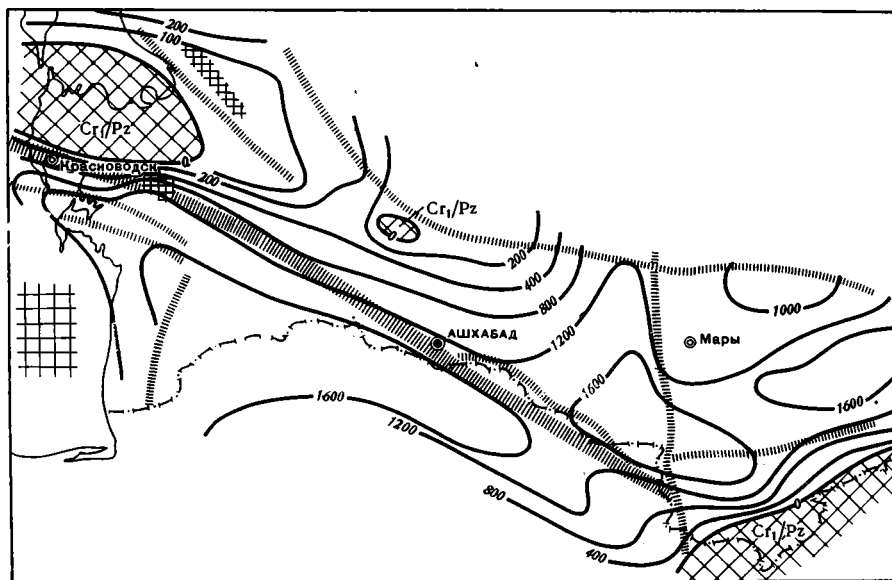


Рис. 3. Схема распределения мощностей верхнеюрских отложений
 Условные обозначения см. на рис. 2

Здесь от зоны геосинклинального погружения северной ветви в сторону платформы вдавался небольшой «залив», занимавший территорию Большого Балхана. Территория Куба-Дага в юрское время входила в состав устойчивого платформенного поднятия, которое было вовлечено в область осадконакопления лишь с позднего оксфорда (мощность юры в Куба-Даге около 400 м).

К северу от геосинклинального прогиба, находившегося на территории Туркмено-Хорасанского мегантиклинория и Большого Балхана, располагалась зона перикратонных опусканий Туранской плиты. В эту зону в юрское время входила территория Предкопетдагского и Северо-Балханского прогибов и южного склона Туранской плиты, где мощность юрских отложений к северо-востоку постепенно уменьшается от нескольких тысяч метров (у подножия Копетдага и Большого Балхана) до сотен метров в пределах южного склона Туранской плиты.

В конце юры и начале раннего мела зона интенсивного геосинклинального прогибания сильно сократилась из-за частной (местной) инверсии и возникновения внутренних (на юге) и передовых (на севере) геоантиклиналей. К этому времени, в частности, относится возникновение внутренней геоантиклинали на территории Аладага и Биналуда, где полого дислоцированные маломощные отложения апта отделены угловым несогласием от геосинклинальных формаций верхней юры и более древних отложений. В конце юры инверсия и образование передовой геоантиклинали произошли на территории Большого Балхана. Здесь сравнительно маломощные геоантиклинальные толщи неокома с угловым несогласием покрывают различные горизонты геосинклинальных формаций доггера и мальма (Луппов, 1952). Для копетдагских звеньев краевого шва конец юрского периода, возможно, характеризовался некоторым отставанием в погружении и началом конседиментационного развития передовых антиклиналей.

В меловое время наиболее интенсивное геосинклинальное прогибание происходило в субширотной зоне, располагавшейся во внутренних районах Копетдага, в западной части которого мощность отложений мела превышает 5 км. В Южном Каспии продолжал существовать срединный массив (мощность мела, по данным Н. П. Маловицкого, не более 2 км), который с юга и севера, по-видимому, обрамлялся зонами интенсивного прогибания. Восточнее субширотного геосинклинального прогиба, располагавшегося во внутренних районах Копетдага, размещалась зона наибольшего платформенного прогибания в осевой части Мургабской впадины, где мощность меловых отложений достигает ~3000 м (рис. 4). Территория Бадхыза, как и в юре, принадлежала юго-западному борту этой платформенной впадины (мощность мела ~2000 м).

На фоне общего прогибания в меловое время происходило сужение зоны накопления геосинклинальных формаций и разрастание геоантиклиналей, возникших в конце юры. Особенно интенсивно расширение геоантиклиналей шло с юга, со стороны Аладага и Биналуда. В частности, в предтуронское время значительная южная часть Копетдага, где, по П. И. Калугину, карбонатная формация турона — маастрихта с угловым несогласием покрывает более древние слои, была причленена к геосинклинальному сооружению. Развитие геоантиклиналей происходило также на севере в зоне Южно-Туркменского краевого шва (Большой Балхан, Передовая складчатая зона Центрального и Западного Копетдага). Здесь меловые отложения отличаются сокращенной мощностью и наличием стратиграфических перерывов. К концу мела изолированный остаточный геосинклинальный прогиб сохранился только в Куйлярской зоне Западного Копетдага, а на остальной территории Туркмено-Хорасанского мегантиклинория и на Большом Балхане образовалось сложно построенное геосинклинальное сооружение.

В палеогене амплитуда погружения в остаточном геосинклинальном прогибе Западного Копетдага достигла 2500 м. Во всех направлениях от этого прогиба амплитуда погружений уменьшалась. В частности, в пределах Мессерианской ступени она не превышала 800 м, а еще западнее, на срединном массиве Южного Каспия, составляла не более 400 м. Образование геосинклинального сооружения привело к заложению севернее Большого Балхана и Копетдага соответственно Северо-Балханского

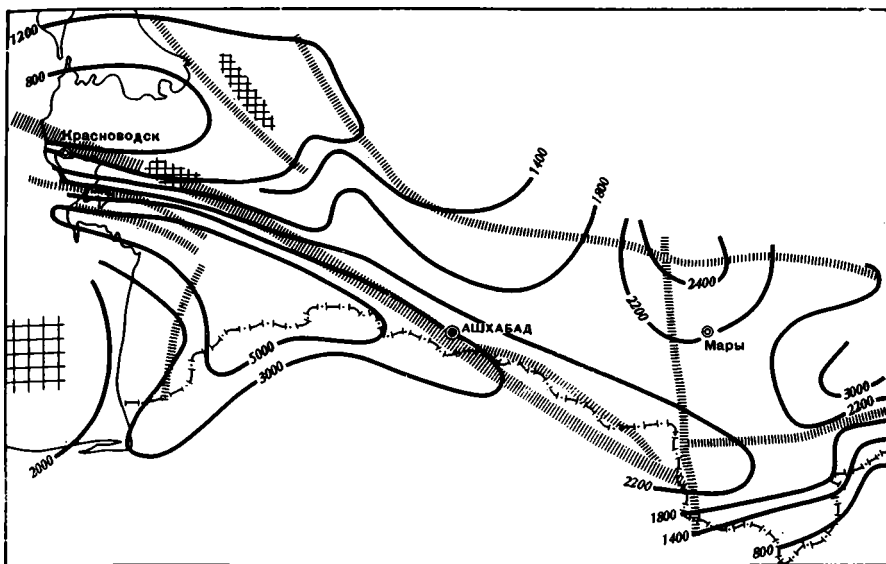


Рис. 4. Схема распределения мощностей меловых отложений. Составили авторы и В. Т. Кривошеев
Условные обозначения см. на рис. 2

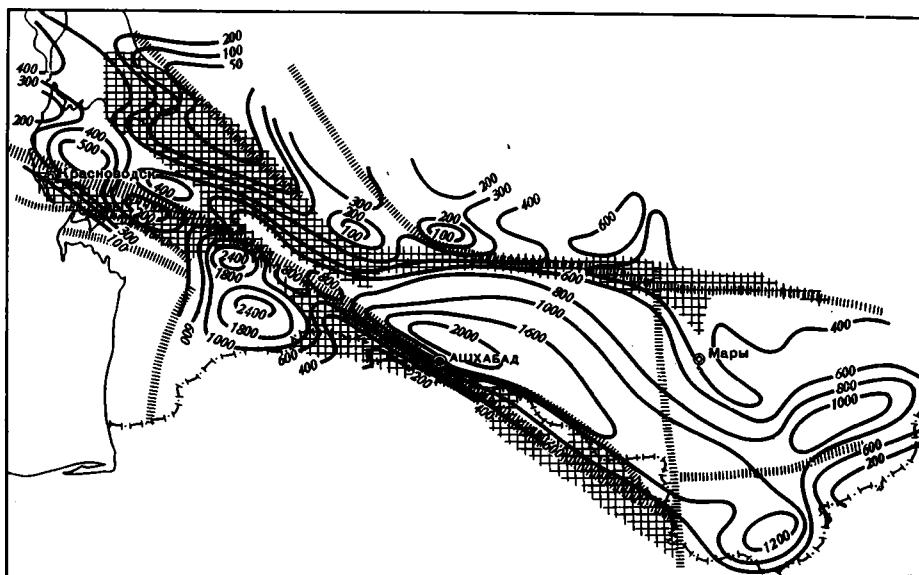


Рис. 5. Схема распределения мощностей палеогеновых отложений (без верхов олигоцена). Составили авторы, М. Назаров и П. М. Бутузов
Условные обозначения см. на рис. 2

и Предкопетдагского прогибов, где мощность палеогеновых отложений соответственно достигает 400 и 2000 м (рис. 5). Именно сюда к началу палеогена из районов Большого Балхана, Центрального и Восточного Копетдага сместилась зона наибольшего погружения. Существовавшие там геосинклинали испытывали менее значительные погружения, и мощность палеогена в их пределах обычно достигает лишь первых сотен метров. Только на северных крыльях Копетдага, близ его границ с Предкопетдагским прогибом, мощность увеличивается до 1000 м и более.

Зона интенсивного палеогенового погружения, размещавшаяся в приосевой полосе новообразованных Предкопетдагского и Северо-Балханского прогибов, на востоке продолжалась в осевую часть Мургабской платформенной впадины, а на западе — в Красноводскую платформенную впадину, где мощность палеогена соответственно достигает 1000 и 500 м. Территория Куба-Дага в палеогене принадлежала южному приподнятому борту Красноводской впадины. Поэтому мощность отложений палеогена здесь заметно меньше, чем в приосевой зоне впадины.

С конца олигоцена альпийская область Туркмении вступила в орогеническую стадию развития. Эта стадия отличается активным тектоническим режимом, контрастным характером движений и оформлением современной структуры области. Примечательна ассимиляция Альпийской складчатой областью сопредельных территорий, в доорогенную стадию характеризовавшихся платформенным или субплатформенным режимом.

Суммарные деформации орогенной стадии в ряде участков Альпийской области достигают 6000—8000 м. Характерен высокий градиент их изменения по площади, который измеряется сотнями метров на 1 км. Начало орогенного этапа отмечено восходящими движениями и складчатостью конца палеогена, которыми в той или иной степени была охвачена большая часть территории Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, Большебалханской мегантиклинали и Мессерианской ступени Южно-Каспийской впадины. В эти движения были вовлечены, кроме того, Куба-Даг и Горный Бадхыз. Предмиоценовые движения в различных районах проявились по-разному. В Главной складчатой зоне Копетдага, на территории Мессерианской ступени, а также в пределах северо-западных звеньев краевого шва (Передовая цепь Центрального и Западного Копетдага, Большой Балхан и Куба-Даг) они привели к значительной складчатости, интенсивному размыву ранее накопившихся отложений и к оформлению современной пликативной структуры. Во всех этих районах нижняя моласса, разрез которой чаще всего начинается тортонским ярусом, с угловым несогласием или крупным стратиграфическим перерывом покрывает более древние слои. Важно подчеркнуть, что территория Мессерианской ступени в результате предмиоценовых движений была превращена в приподнятую западную окраину Копетдага, где размыву подверглись отложения палеогена и части мела.

В Куйлярской складчатой зоне Западного Копетдага и в Восточно-Копетдагской зоне предмиоценовые движения проявились менее интенсивно. Они привели к непродолжительной частной инверсии, смене погружения общим поднятием и к более или менее заметной складчатости, что зафиксировано азимутальным и местами небольшим угловым несогласием, прослеживаемым в подошве нижней молассы (верхней олигоцен — миоцен).

Территории Куба-Дага и Горного Бадхыза, отличавшиеся в доорогенную стадию платформенным типом развития, в предмиоценовое время были вовлечены в поднятие и складчатость, которые положили начало их ассимиляции Альпийской складчатой областью¹. На территории Горного Бадхыза, который в мезозое принадлежал юго-западному борту Мургабской платформенной впадины, в это время началось формирование периклинали так называемой Муздеранской антиклинали Копетдага. Несогласие в подошве нижней молассы, по данным А. А. Дубинского, составляет здесь около 10°. В Куба-Даге, являвшемся в доорогенное время краевым выступом Туранской плиты, началось развитие складчатой структуры современного Кубадагского шовного глыбового поднятия (несогласие в подошве нижней молассы, по данным А. И. Смолко, достигает 40°). В конце олигоцена — начале миоцена область устойчиво-

¹ Л. Н. Смирнов, А. Алланов и Э. И. Птушкин не разделяют точку зрения С. П. Вальбе об ассимиляции Куба-Дага Альпийской складчатой областью.

го погружения и непрерывного осадконакопления, очевидно, локализовалась в центральной части Южного Каспия и в приосевой части Предкопетдагского прогиба. Именно это время, по-видимому, следует считать началом формирования на месте мезозойско-палеогенового срединного массива Южного Каспия современной Южно-Каспийской впадины.

К среднему миоцену область осадконакопления захватила прежде значительно поднятую территорию Мессерианской ступени, проникла на территорию северных склонов Копетдага, на крылья Большого Балхана и Куба-Дага. Во всех этих районах, как отмечалось, слои среднего миоцена несогласно покрывают донеогеновые отложения. В последующем область миоценового осадконакопления продолжала расширяться. В сармате она достигла наибольших размеров. Об этом свидетельствует более широкое распространение по площади, в сравнении с торгонским ярусом, отложений сармата.

В конце сармата — начале плиоцена почти вся территория Альпийской складчатой области Туркмении в ее современных границах, по представлениям С. П. Вальбе (1967₂), была охвачена горообразованием и складчатостью. Эта складчатость до недавнего времени обычно оставалась неопознанной. Результаты ее обычно целиком приписывались преакачагыльским движениям. Между тем среднеплиоценовые отложения образуют с ачкагыльскими единый структурный этаж. Этот этаж обычно с резким угловым несогласием залегает на отложениях сармата и более древних. В областях устойчивого неоген-четвертичного погружения в состав этого этажа С. П. Вальбе включает все послесарматские отложения, в том числе толщи меотиса и понта. Известно, что ачкагыльские отложения в Альпийской складчатой области Туркмении покрывают средний плиоцен трансгрессивно. Поэтому в Копетдаге в погребенной под водами Красноводского залива южной части Куба-Дагского поднятия, на Дардже, где средний плиоцен из разреза выпадает, ачкагыльские отложения ложатся на миоценовые и более древние слои. Очевидно, что при этом не должен делаться вывод о среднеплиоценовом возрасте складчатых дислокаций. Послесарматские движения особенно сильно проявились в пределах Мессерианской ступени Южно-Каспийской впадины, в Рабат-Хосардагской и Восточно-Копетдагской зонах Копетдага, где верхняя (плиоцен-четвертичная) моласса с крупным угловым несогласием покрывает более древние слои. Именно этими движениями в названных зонах были сформированы основные пликативные и дизъюнктивные дислокации. Интенсивные поднятия в конце сармата охватили звенья Южно-Туркменского краевого шва, а также Прибалханскую ступень Южно-Каспийской впадины. В это время в Передовой зоне Копетдага были сформированы основные продольные сдвиги-надвиги и сдвиги-взбросы, в лежачих крыльях которых под отложениями мела вскрываются слои миоцена. В конце миоцена — начале плиоцена единый антиклинальный горный хребет возник на территории Куба-Дага, северной части Красноводского залива и полуострова Дарджа. Этот горный хребет испытывал поднятие и денудацию, вследствие чего в его ядре (Красноводский залив, Дарджа) были смыты накопившиеся ранее отложения юры, мела и палеогена. По крайней мере в плиоцене размыву здесь уже подвергались вулканогенные породы герцинского фундамента. Об этом свидетельствует преобладание в составе верхней молассы (кюренинская свита), развитой на северном крыле Куба-Дага, обломков вулканогенных палеозойских (?) пород. Размер этих обломков, среди которых широко представлены глыбы и валуны, позволяет предполагать высокогорный характер хребта, служившего источником сноса. Горный хребет Куба-Дагского поднятия протягивался к хребту мегантиклинали Большого Балхана. Продолжением горной цепи к юго-востоку служило поднятие, существовавшее на месте Межбалханской седловины и Малого Балхана и смыкавшееся с антиклинальными хребтами передовой цепи

Копетдага. К концу миоцена — началу плиоцена на всей этой территории (в том числе на площади Межбалханской седловины) денудации подвергались уже мезозойские отложения, которые позднее местами были перекрыты верхней молассой (средний плиоцен — антропоген). Южнее горной цепи Куба-Дага — Большого Балхана в послесарматское (до-среднеплиоценовое) время сформировалась параллельная прерывистая цепь антиклинальных возвышенностей Челекена — Боя-Дага. Денудацией здесь были охвачены палеогеновые и местами верхнемеловые отложения. Заметно поднятой в конце миоцена — начале плиоцена, по-видимому, оказалась территория современной Казанджикской впадины, где размыту, возможно, подвергались слои палеогена. В конце миоцена — начале плиоцена зоны осадконакопления локализовались только в области устойчивого неоген-четвертичного погружения, т. е. в осевой части Теджен-Ашхабадской впадины. Со среднего плиоцена начался процесс быстрого расширения областей аккумуляции и погружения, который продолжался до ачкагыльского века включительно (Вальбе, 1967₂). Из Теджен-Ашхабадской впадины область осадконакопления распространилась на территорию Восточно-Копетдагской зоны, где на размытой поверхности дислоцированных отложений мела и палеогена началось накопление верхней молассы. Особенно интенсивно расширение области погружения происходило на западе. Из внутренней части Южно-Каспийской впадины участки погружения распространились на территорию еще недавно поднятых Мессерианской и Прибалханской ступеней, превратив их в восточную и северную окраины Южно-Каспийской впадины. Уже в среднем плиоцене в интенсивные погружения были втянуты отдельные звенья северо-западной части краевого шва. Именно в это время в пределах прежде непрерывного кряжа, протягивавшегося от Куба-Дага к Передовой зоне Копетдага, погружения привели к оформлению современной структуры Межбалханской седловины и Данатинской синклинали (мощность среднего плиоцена до 800 м). В районе Казанджика в погружение по зонам продольных разрывов были вовлечены северо-восточные крылья Передовой цепи Копетдага, на месте которых началось формирование южной части современной Казанджикской впадины. Во всех этих районах среднеплиоценовые отложения представлены мощной континентальной челекенской (торонглинской) свитой, которая резко несогласно покрывает донеогеновые слои.

В ачкагыльский век продолжалось расширение границ области аккумуляции за счет вовлечения в погружение территорий, которые еще недавно испытывали складчатость и горообразование. Особенно контрастной была смена знаков движений в некоторых северо-западных звеньях краевого шва. Здесь были ступенчато опущены под уровень ачкагыльского моря Куба-Дагское поднятие и юго-западная часть Большебалханской мегантиклинали, которые вплоть до ачкагыльского века испытывали поднятие и служили источником сноса обломочного материала. Об этом, в частности, свидетельствует вскрытие на полуострове Дарджа, на глубине 790 м, неомокских отложений, залегающих под ачкагыльскими. В ачкагыльский век, впервые после сарматского времени, область осадконакопления, захлестнув предгорную зону, проникла во внутренние районы Западного Копетдага. С этого времени на размытой поверхности дислоцированных сарматских и более древних отложений началось накопление верхней молассы. По окраинам Копетдага, в Бадхызе, на северном склоне Большого Балхана и Куба-Дага процессы осадконакопления в конце позднего плиоцена были прерваны новой фазой складчатости и горообразования, которая завершила оформление современной структуры этих районов. На территории Южно-Каспийской впадины, в которую в плиоцене вошли южное крыло Куба-Дагского поднятия, часть Большебалханской мегантиклинали и Мессерианская ступень, и Предкопетдагского прогиба в это время продолжались процессы компенсационно-

го погружения. Сложившееся к концу плиоцена соотношение областей поднятия и погружения сохранялось и в антропогене. В Копетдаге, Горном Бадхызе, на Большом Балхане и в северной части Куба-Дага происходили сводовые поднятия, а на остальной территории — компенсационное погружение и местами конседиментационный рост структур.

Выше было показано, что тектоническая природа структурных элементов альпийской складчатой области Туркмении, их строение и контуры менялись в процессе развития. На месте мезозойского срединного массива в орогенную стадию была сформирована современная Южно-Каспийская впадина, а на территории мезозойских геосинклинальных прогибов — Туркмено-Хорасанский мегантиклинорий и Большебалханская мегантиклиналь. У северных границ Альпийской складчатой области в орогенную стадию развития в контрастные движения и складчатость была вовлечена территория Куба-Дага и Горного Бадхыза, которые до этого принадлежали эпигерцинской платформе. После сармата Куба-Дагское поднятие, включавшее в себя северную часть Красноводского залива, имело горный рельеф. В плиоцене большая южная часть поднятия была по разрывам опущена и поглощена расширяющейся Южно-Каспийской впадиной. Современный Куба-Даг представляет собой, по существу, лишь северное крыло, возникшего в миоцене Куба-Дагского шовного глыбового поднятия. На территории Бадхыза в неоген-антропогене была сформирована обширная периклиналь Главной складчатой зоны Копетдага.

Таким образом, северные границы Альпийской складчатой области не совпадают с северными границами мезозойского геосинклинального прогиба. В состав области в орогеническую стадию развития в зоне краевого шва были ассимилированы Куба-Даг и Горный Бадхыз, которые в доорогенную стадию принадлежали эпигерцинской платформе, а в неогене были вовлечены в складчатость и контрастные движения. Следовательно, на примере западных районов Средней Азии может быть сделан важный вывод об особенностях истории тектонического развития зон сочленения Альпийской складчатой области и молодой платформы.

Альпийская складчатая область в процессе развития расширяет свои границы за счет сопредельных участков молодой платформы. Особенно энергично этот процесс протекает в зонах краевых швов, где отдельные блоки, характеризовавшиеся в доорогенное время платформенным режимом, в орогенную стадию втягиваются в контрастные движения и складчатость, в результате чего в структурном отношении превращаются в неотъемлемые составные части альпийских складчатых сооружений. Доорогенные формации в пределах подобных частей альпийских складчатых сооружений имеют платформенный характер, а их мощности могут быть меньшими, чем в сопредельных платформенных впадинах. Так, в Куба-Даге и Горном Бадхызе мощность мезозойских формаций меньше, чем в сопредельных Красноводской и Мургабской впадинах соответственно.

До недавнего времени при составлении тектонических карт складчатых сооружений не находили отображения особенности развития структурных элементов, отличавшихся в доорогенную стадию платформенным режимом развития. Для опознания подобных элементов и выявления других различий в истории тектонического развития частей складчатых сооружений среди доорогенных структурно-формационных подразделений целесообразно выделять, помимо геосинклинальных, геантиклинальные и платформенные структурные этажи, подэтажи и формации. Выявлению особенностей тектонического развития частей складчатых сооружений мало способствует принятый до настоящего времени способ отображения на тектонических картах формационного строения структурных этажей. Как правило, на картах изображается состав только некоторых «характерных» формаций. Между тем только повсеместное отобра-

жение состава и мощностей формации позволяет достоверно решать вопрос о геотектонической принадлежности во времени частей складчатых сооружений. Своеобразный методический прием отображения на тектонических картах состава и мощностей формаций складчатых сооружений разработан при составлении тектонической карты Копетдага (Вальбе, 1968). Каждая формация или латеральный ряд формаций рассматривается как подразделение низшего ранга в ряду структурно-формационных категорий. Тип формаций отображается обычными накладными штриховыми знаками, а их мощность — количественными комбинациями этих знаков.

Литература

- Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. Изд-во «Недра», 1967.
- Вальбе С. П. О дореднеплиоценовой (послесарматской) складчатости Копетдага. Материалы юбилейной научной конференции геологической службы ТуркмССР. Ашхабад, 1967.
- Вальбе С. П. Изображение формации на тектонических картах складчатых сооружений. Геотектоника, № 5, 1968.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. геология, № 1, 1958.
- Дикенштейн Г. Х., Габриэлянц Г. А., Калугин П. И., Кравченко Н. Е. и др. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. В кн. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Захидов А. У., Птушкин Э. И., Тиунов К. В. К вопросу о строении восточной части Северо-Балханского прогиба. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 2, 1963.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копетдага. Тр. Ин-та геол., т. 1. Изд-во АН ТуркмССР, 1956.
- Калугин П. И. Схема тектонического районирования советского Копетдага. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1966.
- Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага. В кн. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Луппов Н. П. Основные черты геологической структуры района Большого Балхана, Куба-Дага и история ее тектонического развития. Изв. Туркменск. фил. АН СССР, № 4, 1952.
- Муратов М. В. Тектоническая структура Западной Туркмении и положение Большого Балхана. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Наливкин Д. В. Предгорный прогиб Копетдага. Изв. Туркменск. фил. АН СССР, вып. 3, 1951.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о структурной принадлежности Большого Балхана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. Геол., т. XXXV (3), 1960.
- Птушкин Э. И. Некоторые особенности строения северного крыла Большебалханской антиклинали. В кн. «Новые данные по геологии Туркмении», Тр. ЦКТЭ, вып. 1. Гостоптехиздат, 1963.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. Геотектоника, № 3, 1966.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Семенович В. В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических областей. Сов. геология, № 5, 1964.
- Смирнов Л. Н. Типы подвижных тектонических областей юга Средней Азии. В кн. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Тиунов К. В. К вопросу о геотектоническом положении Большого Балхана. В кн. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.

Институт геологии
Ашхабад

Статья поступила
20 января 1969 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(477.87)

Ю. А. ЛЕИЕ, Э. П. ТИХОНЕНКОВ

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИИ БЕГАНЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ЗАКАРПАТЬЕ)

Беганьское рудное поле расположено в Береговском районе Закарпатской области УССР, в пределах Косино-Беганьского холмогорья. Район рудного поля находится в зоне сочленения Закарпатского внутреннего прогиба с Венгерским срединным массивом и характеризуется блоковым строением и широким развитием продуктов неогенового вулканизма (Богданов, 1949; Гофштейн, 1964; Вялов, 1960, 1965; Славин, 1958; Субботин, 1955; Сасин, 1965, и др.).

Разрез месторождения, вскрытый в настоящее время до глубины около 1300 м, сложен толщами вулканогенных и осадочных пород, образующих два структурных этажа. Породы нижнего, представленные переслаиванием филлитовидных сланцев, перекристаллизованных известняков, диабазов и диабазовых порфиритов, по аналогии со смежными районами Карпат относятся к мезозою (?). Вскрытая мощность этих пород превышает 150 м.

Верхний структурный этаж общей мощностью около 800 м сложен кислыми пирокластами, в основании которых, а также выше по разрезу, отмечаются пачки осадочных и вулканогенно-осадочных пород тортон-нижнесарматского возраста.

Рудное поле представляет собой брахиантиклиналь поперечного изгиба, сформировавшаяся в породах верхнего структурного этажа над приподнятым блоком фундамента (Теплов, 1966). Антиклинальная структура обладает слабо выраженной асимметричностью и разбита серией продольных, поперечных и диагональных, по отношению к ее оси, разрывов. Большая часть их унаследована от структурного плана нижнего этажа и развивалась в верхней части разреза в ходе формирования складки поперечного изгиба, а также эруптивной деятельности близко расположенных вулканических аппаратов (рис. 1).

Преобладающее развитие в пределах рудного поля получили системы продольных и поперечных разломов. Первые представляют собой крутые взбросы, расположенные на крыльях антиклинали и падающие в сторону ее осевой плоскости. К ним прилегают более пологие нормальные сбросы, развивающиеся в области перехода от крыла к своду и падающие от осевой плоскости складки. Взбросы и нормальные сбросы образуют кулисообразный ряд, отдельные члены которого ограничиваются поперечными разрывами, имеющими крутое падение.

Диагональные разломы зафиксированы только в северо-западной и центральной частях рудного поля, где они представлены нормальными сбросами сколового характера запад-северо-западного простирания.

Барит-полиметаллические рудные тела локализируются в основном в продольных разрывных структурах, образуя серию сближенных жил и прожилков с оторочкой вкрапленных руд, ограниченных поперечными разломами. Для решения вопросов о механизме и последовательности формирования структуры рудного поля был применен метод реконструкции тектонических полей напряжений (Гзовский, 1954, 1963). Исходным материалом служили данные массовых замеров мелкой трещиноватости, обработанные по методике А. Е. Вистелиуса (1958). За элементы ориентировки сопряженных систем трещин принимали сферические координаты тех максимумов полюсов трещин, в которые входили непосредственно наблюдаемые на обнажении сопряженные трещины. Использование максимумов мелкой трещиноватости позволило устранить влияние случайной ошибки измерений и получить наиболее вероятные средние значения координат сопряженных систем. Обработка систем сопряженных рудных и безрудных (пострудных) трещин проводилась раздельно. В результате были получены два качественно различных общих поля напряжений, каждое из которых характерно для определен-

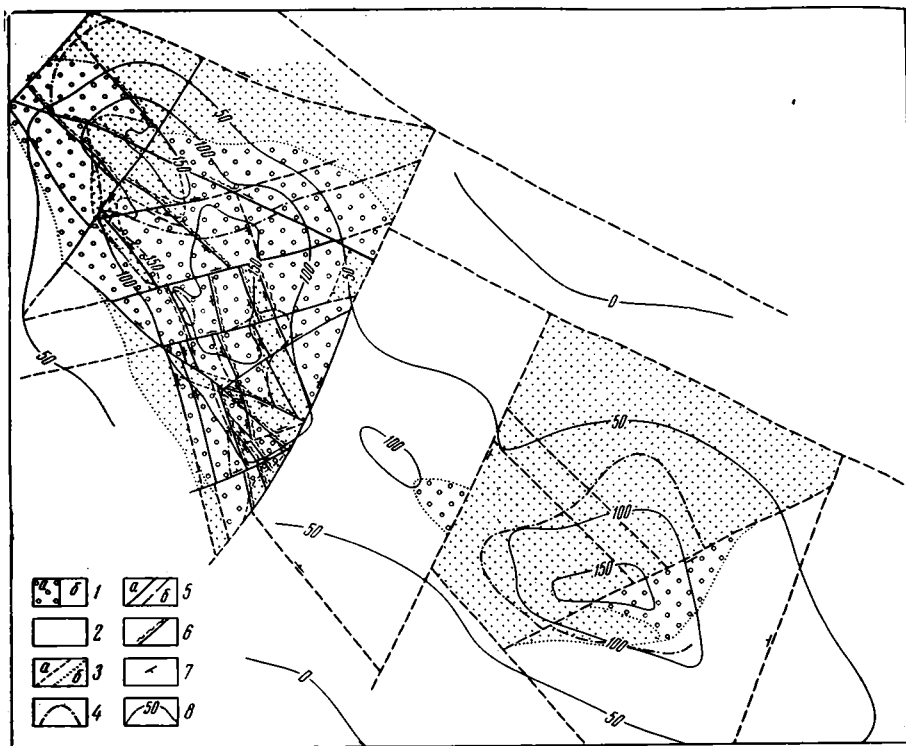


Рис. 1. Геолого-структурная карта Беганского рудного поля

1 — фации вторичных кварцитов: а — микрокварциты, б — опалиты; 2 — другие фации измененных пород (аргиллизация, адуляризация, пропилитизация); 3 — границы распространения различных типов измененных пород; 4 — контур алунитовой залежи; 5 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — разломы и их участки, вмещающие барит-полиметаллические рудные тела; 7 — направление падения разломов; 8 — изогипсы поверхности коренных отложений

ного этапа формирования складки поперечного изгиба. По отношению к моменту рудоотложения эти общие поля тектонических напряжений отвечают соответственно дорудной и пострудной фазам в развитии структуры рудного поля.

Характерным признаком, свидетельствующим о принадлежности антиклинальной структуры к складкам поперечного изгиба, является близкая к вертикальной ориентировка оси минимальных главных нормальных напряжений (σ_3), траектории которой в центральной части рудного поля образуют веер, раскрытый вверх (рис. 2, разрез по линии А—Б). Особенно четко это выражено на более крутом юго-западном крыле складки. Что касается осей максимальных (σ_1) и промежуточных (σ_2) главных нормальных напряжений, то они ориентированы по отношению к оси антиклинали существенно различно в дорудную и пострудную фазы, но расположены параллельно слонности.

Поле тектонических напряжений дорудной фазы (рис. 2) характеризуется тем, что ось σ_2 расположена вдоль оси антиклинали, а ось σ_1 — поперек. Такое распределение осей главных нормальных напряжений отвечает стадии образования осепродольных разрывов в складке поперечного изгиба. Если учесть при этом, что зоны продольных разрывов являлись в эту стадию областью действия максимальных растягивающих или наименьших сжимающих напряжений в обстановке всестороннего сжатия, то становится понятной приуроченность именно к ним основных рудных тел. На фоне общего поля тектонических напряжений в дорудную фазу отмечены два аномальных участка (рис. 2, I и III), отличающихся по ориентировке осей главных нормальных напряжений. В точке III, расположенной в непосредственной близости от поперечного разлома, ось σ_1 субпараллельна оси антиклинали и почти перпендикулярна плоскости поперечного разлома. Это служит свидетельством того, что в момент преобладающих движений по продольным разрывам происходили также подвижки и по унаследованным от нижнего структурного этапа поперечным нарушениям. Швы этих нарушений, находящиеся в рассматриваемый момент под воздействием сжимающих усилий ограничивали по простиранию разрастание осепродольных разрывов.

Другой аномальный участок (рис. 2, I) расположен в зоне диагонального разлома. Здесь оси σ_3 и σ_1 ориентированы горизонтально, а σ_2 — вертикально. Как известно,

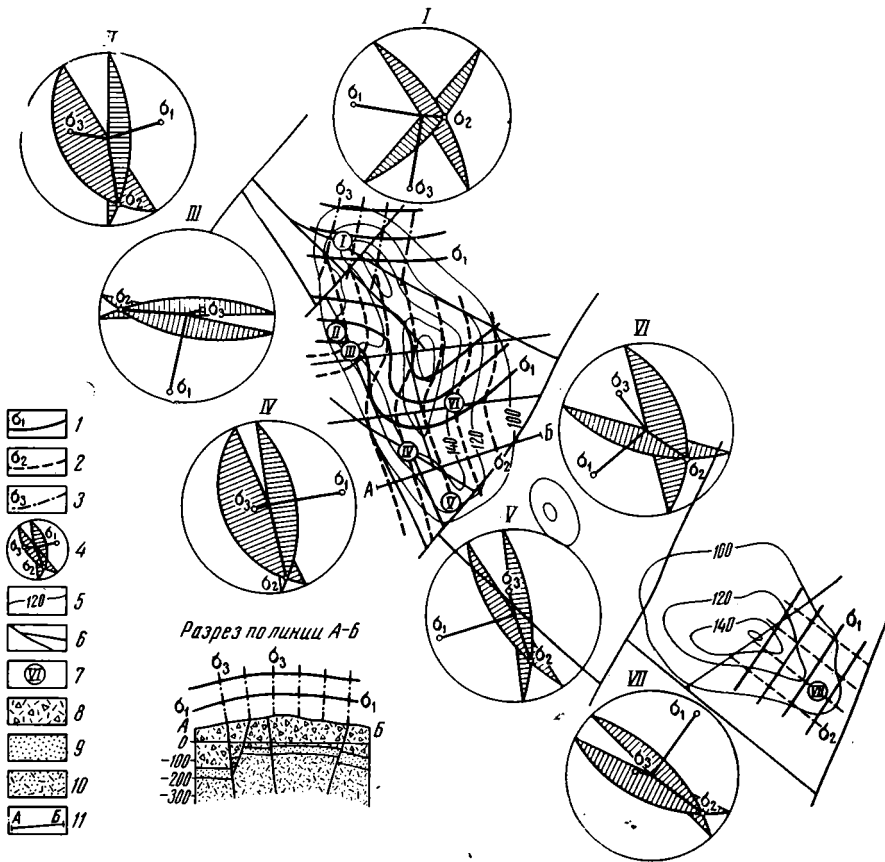


Рис. 2. Схема расположения осей главных нормальных напряжений в доорудную фазу
 1 — траектории осей максимальных главных нормальных напряжений σ_1 ; 2 — траектории осей промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 ; 3 — траектории осей минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ; 4 — ориентировка σ_1 , σ_2 , σ_3 и сопряжённых сколовых трещин в точке массового замера мелкой трещиноватости; 5 — изогипсы кровли коренных пород; 6 — разрывные нарушения; 7 — точки массовых замеров мелкой трещиноватости; 8 — верхний горизонт туфов; 9 — верхняя осадочная толща; 10 — средний горизонт туфов; 11 — линия разреза

диагональные разломы не возникают при моделировании складок поперечного изгиба. Это дало основание М. В. Гзовскому (1963) высказать предположение о том, что диагональные разломы образуются как следствие взаимодействия различных полей напряжений. В данном случае диагональный разлом возник, по-видимому, в результате взаимодействия общего поля напряжений, вызванного формированием складки поперечного изгиба, с местным полем, причина возникновения которого недостаточно ясна и, возможно, связана с активностью близко расположенного вулканического очага.

Поле напряжений посторудной фазы (рис. 3) характеризуется тем, что ось минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) занимает положение, близкое к вертикальному. Траектории максимальных (σ_1) и промежуточных (σ_2) главных нормальных напряжений ориентированы почти горизонтально, располагаясь соответственно по простиранию и вкрест оси складки. Такое расположение осей главных нормальных напряжений свидетельствует о резкой смене поля напряжений в посторудную фазу и отвечает стадии формирования осепоперечных разломов в идеальной схеме механизма образования складки поперечного изгиба. В данном случае облик тектонического поля напряжений на большей части изученной территории отражает момент повторных подвижек по унаследованным поперечным разломам. Несколько иная обстановка существовала в юго-восточной части рудного поля. Характер ориентировки осей главных нормальных напряжений (оси минимальных (σ_3) и максимальных (σ_1) нормальных напряжений близки к горизонтальному положению, а ось σ_2 расположена вертикально) позволяет предполагать здесь сложное взаимодействие сил, среди которых преобладали горизонтальные сжимающие усилия.

Реконструкция тектонических полей напряжений, существовавших в пределах Беганьского рудного поля, подтверждает принадлежность брахиантиклинали к складкам

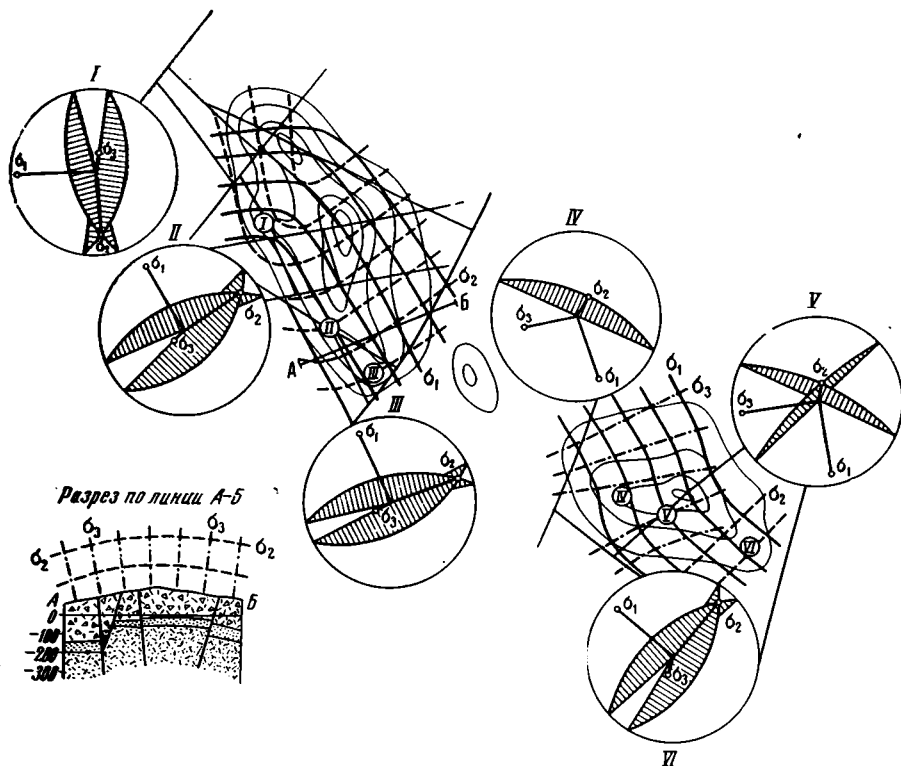


Рис. 3. Схема расположения осей главных нормальных напряжений в пострудную фазу
Условные обозначения см. рис. 2

поперечного изгиба и указывает на две стадии в ходе ее формирования, каждой из которых соответствует общее поле напряжений характерного облика.

Так, в дорудную фазу, соответствующую первой стадии, преобладали движения по осепродольным разломам при значительно меньшей интенсивности перемещений по поперечным нарушениям.

Процесс рудоотложения начался в момент формирования продольных разломов, зоны которых, находясь в обстановке растяжения, являлись наиболее благоприятными для проникновения гидротермальных растворов. Швы поперечных унаследованных разрывов в этот отрезок времени оставались плотно сжатыми и служили экранами как для разрастающихся трещин продольной системы, так и для продвигающегося фронта гидротерм.

Диагональные разрывы, возникавшие в отдельных пунктах рудного поля, носили сбросо-сдвиговый характер, что позволяет считать перспективными на барит-полиметаллическое оруденение участки их искривления по простиранию и падению.

Литература

- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология, № 40, 1949.
- Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, 1958.
- Вялов О. С. Краткий очерк тектоники Советских Восточных Карпат. В сб. «Материалы Карпато-Балканск. ассоц.», № 1, Изд-во АН УССР, 1960.
- Вялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», № 9, Изд-во «Недра», 1965.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1954.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. «Геол. сб. Львов. геол. о-ва», № 9, 1965.
- Славин В. И. О срединном Паннонском массиве Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», № 9, 1958.

Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат по данным геофизических исследований. Изд-во АН СССР, 1955.

Теплов В. П. Основные черты структуры Беганьского полиметаллического месторождения. В сб. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изв. Львовск. гос. ун-та, 1966.

Институт минеральных ресурсов
г. Симферополь

Статья поступила
15 июля 1968 г.

УДК 551.24(574.13)

И. И. КУЗНЕЦОВ, Н. А. КОЧУРОВ

РАЗМЕЩЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ МУГОДЖАР

Конгломераты верхнего палеозоя известны в нескольких участках Мугоджар, но наибольшее распространение они имеют в Восточно-Уральском и Тюменско-Кустанайском прогибах и в Зауральском поднятии (рис. 1). Краткие и противоречивые сведения о них имеются лишь в рукописных работах. В итоге изучения керн скважин, вскрывших конгломераты, документации имеющихся обнажений и последующей обработки материалов получены данные о составе, условиях образования и размещения этих пород. Обычно они встречаются в бортовых частях крупных структур, в пределах ослабленных зон Восточно-Мугоджарского, Челябинского, Тобольского и других субмеридиональных разломов.

Вдоль Восточно-Мугоджарского и примыкающего к нему на севере оперяющего разлома конгломераты прослежены многочисленными картировочными скважинами прерывистыми полосами шириной до 1,5—2 км на протяжении нескольких десятков километров. Они состоят из обломков разнообразных по составу гнейсов, кварцитов и сланцев верхнего протерозоя — кембрия и ордовика — силура, песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, известняков, кислых и основных эффузивных и жильных пород нижекаменноугольного возраста, а также герцинских габброидов и гранитоидов. В большинстве случаев конгломераты состоят из обломков окружающих или подстилающих более древних пород фундамента, имеют различную окатанность и размеры обломочного материала. Цемент их красноцветный, песчано-глинистый и карбонатный. На отдельных участках конгломераты сменяются песчаниками, конгломератобрекчиями и брекчиями (рис. 2).

С приближением к разломам мощности грубообломочных пород возрастают. Очевидно, в связи с этим ни в одной из пробуренных вблизи разломов скважин полная мощность их не была выявлена.

В зоне Челябинского разлома конгломераты распространены наиболее широко и прослежены многочисленными скважинами в виде субмеридиональной полосы длиной 45 и шириной до 5 км. Восточная и западная границы отложений тектонические. К ним примыкают мощные зоны дробления пород фундамента. Конгломераты содержат прослойки песчаников и гравелитов, часто постепенно или резко переходят в тектонические брекчии. На контактах с гравелитами и песчаниками наблюдаются следы перемыва. В обломках преобладают эффузивы, известняки, песчаники и алевролиты нижнего карбона и герцинские интрузивные породы. Бурая окраска, обусловленная наличием гидроокислов железа в цементе обломочных пород часто сменяется бледно-розовой, серовато-зеленой или пестрой. В керне скважин подмечено, что интенсивность бурой окраски возрастает при движении к пограничным разломам, где довольно часто пронизаны гидроокислами железа и породы фундамента.

Конгломераты, приуроченные к Карабутакскому разлому, иногда обнажаются на дневной поверхности и вскрыты одной неглубокой скважиной. Они мелкогалечные, сцементированные бурым песчаным и глинистым материалом. Состоят из окатанных и полукатанных обломков основных эффузивов, известняков, туфопесчаников и кремнисто-глинистых сланцев нижнего карбона. Очень редко встречаются обломки герцинских гранитоидов. Распространенные западнее эффузивные и осадочные породы ранее относились к силурийским или девонским, а поэтому красноцветные конгломераты предположительно считались базальным горизонтом эффузивно-осадочных образований визе-намюра, находящихся восточнее. В действительности же они содержат обломочный материал последних и имеют верхнепалеозойский возраст.

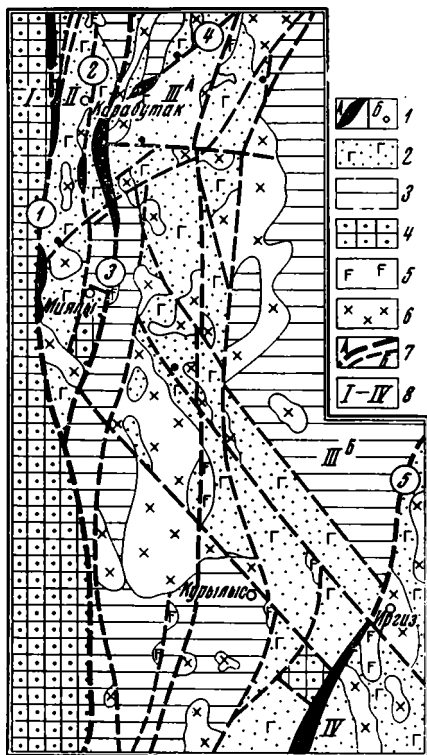


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийского фундамента восточной части Мугоджар

1 — конгломераты верхнего палеозоя, оконотуренные (А) и вскрытые единичными скважинами (Б); 2 — вулканогенные и осадочные образования среднего визе-намюра; 3 — сланцы верхнего турне — нижнего визе; 4 — гнейсы и сланцы верхнего протерозоя — кембрия и сланца силура; 5 — ультраосновные породы; 6 — основные, средние и кислые интрузивные породы; 7 — разломы глубинные (А) и более высокие порядков (Б). Цифры в кружках: 1 — Восточно-Мугоджарский, 2 — Карабутаикский, 3 — Челябинский, 4 — Аралтогайский, 5 — Тобольский; 8 — складчатые структуры: I — Восточно-Уральское поднятие; II — Восточно-Уральский прогиб; III — Зауральское поднятие (А — Иргизский синклиниорий, наложенный на Троицкую подзону Зауральского поднятия, Б — Джетыгаринская подзона Зауральского поднятия); IV — Валерьяновская подзона Тюменско-Кустанайского прогиба

Вдоль Аралтогайского разлома конгломераты образуют разобщенные обнажения, а на участках, перекрытых рыхлыми отложениями мезо-кайнозойского возраста, вскрыты структурной и двумя картировочными скважинами. Залегают конгломераты среди раздробленных и брекчированных осадочных и вулканогенных пород визе-намюра. Структурной скважиной они прослежены до глубины 269 м. До 95 м конгломераты средне- и крупногалечные, ниже содержат маломощные прослои крепко сцементированных гравелитов, песчаников и алевролитов, иногда слабо рассланцованных, окварцованных, альбитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных. Среди конгломератов нередко встречаются сохранившиеся от размыва тектонические брекчии вулканогенных и осадочных пород. На контакте с подстилающими альбитизированными и катаклазированными диабазами обильны валуны слабо мраморизованных известняков, сходных с визе-намюрскими известняками.

Красноцветные конгломераты и брекчии верхнего палеозоя, а возможно, и конца нижнего карбона обнажаются на площади более 6 км² в пределах урочища Жаманшин, где приурочены к зоне Тобольского разлома, по которому сочленяются Зауральское поднятие с Валерьяновской подзоной Тюменско-Кустанайского прогиба. Для данных пород характерны прослои тонкослоистых туфопесчаников и песчаников. В обломках преобладают нижнекаменноугольные вулканогенные породы среднего и основного состава и известняки с микрофауной и флорой среднего и верхнего визе.

Конгломераты и брекчии обнаружены в нескольких других участках Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия, где имеет резко ограниченные площади распространения, приуроченные к зонам разломов. Они состоят из обломков пород фундамента и часто сменяются типичными тектоническими брекчиями.

В целом для Мугоджар характерно, что верхнепалеозойские конгломераты наиболее широко распространены в бортовых частях прогибов (Восточно-Уральского, Тюменско-Кустанайского и др.), отличавшихся высокой подвижностью и длительностью погружения. Несмотря на то, что в нижнем карбоне формирование прогибов в основном завершилось, разломы в них интенсивно проявлялись и в верхнепалеозойское время.

Как выше отмечалось, конгломераты часто содержат обломки герцинских интрузивов, на некоторых участках в них присутствуют маломощные прослои пирокластических образований, характерных только для нижнекаменноугольного времени. Это позволяет предполагать, что формирование конгломератов началось еще в конце нижнего карбона и завершилось после внедрения герцинских интрузий, верхний возрастной предел которых определяется не точнее чем верхнепалеозойский. Учитывая то, что

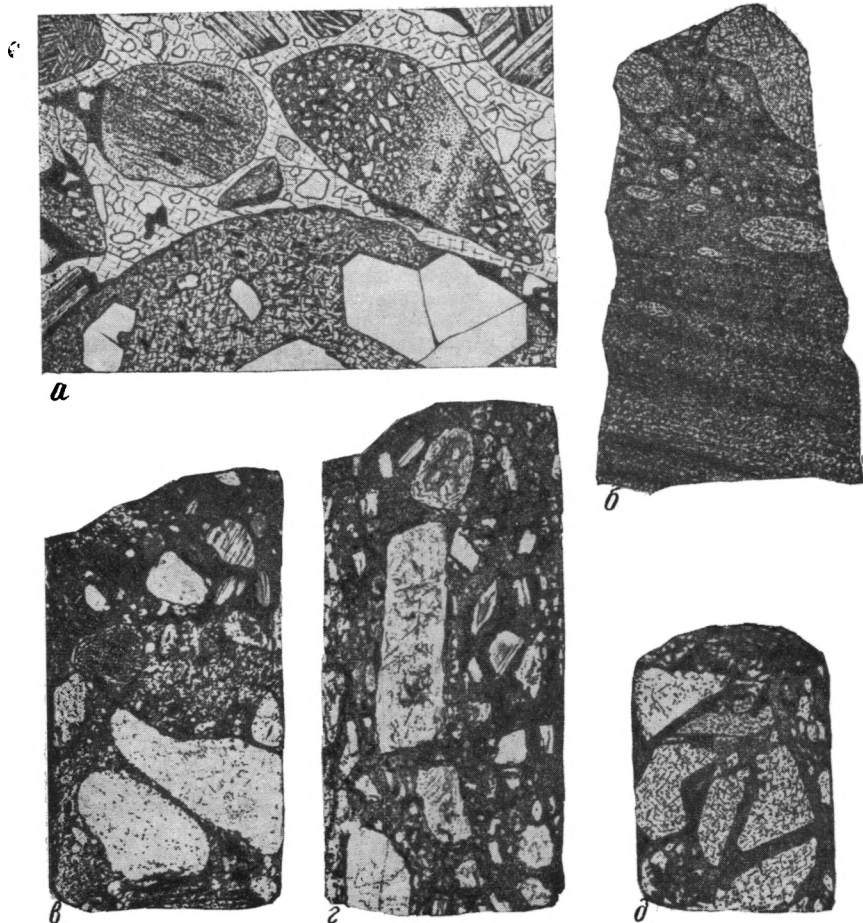


Рис. 2. Обломочные породы верхнего палеозоя

А — конгломераты, николи 11, увел. 27; *Б* — конгломераты — вверху и песчаники — внизу; *В* — конгломераты; *Г* — конгломерато-брекчии; *Д* — брекчии, $\frac{1}{3}$ натур. вел.

конгломераты с поверхности подвержены выветриванию и перекрыты чехлом рыхлых отложений мезо-кайнозоя, их верхняя возрастная граница, видимо, не может быть поднята выше перми.

На всех изученных нами участках верхнепалеозойские конгломераты состоят из обломочного материала пород фундамента и имеют первично тектоническое происхождение. Тектурно-структурные признаки, состав и залегание указывают на то, что конгломераты формировались в континентальных условиях при участии водных потоков, способствовавших переносу и отложению обломочного материала. Мощности их, по-видимому, варьируют от первых десятков до нескольких сотен метров и максимальными должны быть в зонах мобильных региональных разломов (Восточно-Мугоджарского, Челябинского, Тобольского и др.), создавших крупные круто наклоненные участки раздробленных пород. Такие участки были более благоприятными для эрозионных процессов. Являясь ослабленными зонами, они представляли собой резкие погружения в рельефе местности. Обломочный материал в таких зонах мог переноситься водными потоками на различные расстояния, но отлагался главным образом в наиболее погруженных и глубоко эродированных участках. Поскольку каждый из разломов проявлялся по-разному и прослеживался в разновозрастных породах разобщенных участков Мугоджар, условия формирования толщ конгломератов в каждом конкретном случае имели свои специфические особенности. Это неизбежно сказалось на мощностях толщ конгломератов, разнообразии их строения и состава.

По имеющимся в настоящее время данным можно говорить о том, что грубообломочные разности обычно более широко распространены в основании толщ, а мелкообломочные, иногда сменяющиеся песчаниками и даже алевролитами, — вверху разрезов. Погружения в зонах разломов, очевидно, существовали и после формирования верхнепалеозойских обломочных пород. На это указывает резкое увеличение вдоль

некоторых разломов мощностей рыхлых покровных образований мезо-кайнозоя. Так, например, вдоль детально разбуренной зоны Челябинского разлома мощности этих образований, перекрывающих верхнепалеозойские конгломераты, местами достигают 100 м и более, в то время как на обрамляющих участках породы фундамента иногда даже обнажаются на дневной поверхности.

Приведенные фактические данные свидетельствуют о том, что на размещение и образование конгломератов верхнего палеозоя главное влияние оказали крупные разрывные нарушения, обычно оконтуривающие региональные тектонические структуры. Многие из этих нарушений существовали и в доверхнепалеозойское время, контролировали среднепалеозойский эффузивный и интрузивный магматизм, а также размещение известных на востоке Мугоджар эндогенных месторождений и рудопоявлений железа, меди и других металлов. С учетом этого изложенные нами результаты изучения верхнепалеозойских конгломератов имеет практическое значение и с успехом могут быть использованы при картировании уже известных и вновь выявленных разломов. Это значительно облегчит расшифровку тектоники Мугоджар, палеозойский фундамент которых почти полностью перекрыт отложениями мезо-кайнозойского возраста.

Казахский научно-исследовательский
институт минерального сырья
Алма-Ата

Статья поступила
18 апреля 1968 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

Л. М. ПАРФЕНОВ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИИ

О КНИГЕ Ю. А. КОСЫГИНА «ТЕКТЕНИКА» *

Книга Ю. А. Косыгина представляет крупное новое обобщение знаний в области тектоники (геотектоники) — науки, которая синтезирует достижения различного рода геологических, геохимических и геофизических исследований в виде теорий и гипотез строения и развития Земли или отдельных ее сегментов и тем самым создает общую теоретическую основу для дальнейшего изучения земных недр. Естественно, что каждая монография по общей тектонике, которых, кстати, очень немного, вызывает живой интерес широкой геологической общественности.

Рассматриваемая работа значительно отличается от изданных книг по общей тектонике тем, что в ней основательно разработаны вопросы логического обоснования основ тектоники, ее задач, методик тектонических исследований и связей отдельных разделов тектоники как науки.

Тектоника определяется в книге как наука о строении и развитии Земли, в отличие от определений, например, В. В. Белоусова (1954) и В. Е. Хаина (1964), сводящих тектонические исследования к изучению земной коры. Важным является формулирование и строгое разграничение трех основных задач тектоники: 1) исследования геологической структуры в ее статическом положении; 2) выяснения истории развития и генезиса геологических структур; 3) изучения современных движений земной поверхности (тектонических движений) и обуславливающих их процессов. Наблюдаемое иногда смешение этих задач ведет к путанице и эклектике в тектонических построениях, независимо от того, относятся ли они к области региональных исследований или связаны с решением того или иного вопроса общей тектоники.

При решении первой задачи тектоники Ю. А. Косыгин подчеркивает необходимость соблюдения принципа специализации, под которым понимается необходимость строгого разграничения геологических тел, выделяемых по разным спискам свойств. Введение представления о принципе специализации, возможно, окажется плодотворным не только для тектоники, но и для других отраслей геологии. В настоящее время в геологии часто имеется смешение геологических границ и тел, выделяемых по разным признакам. В работе справедливо отмечается недопустимость отождествления таких понятий, как «базальтовый» или «гранитный» слои земной коры, выделяемых по физическим свойствам, с понятиями о слоях стратисферы, выделяемых по петрографическим свойствам. На многочисленных примерах Ю. А. Косыгин показал, что литостратиграфические, хронологические и генетические подразделения осадочной толщи далеко не всегда совпадают.

В соответствии с приведенными выше определениями задач тектоники книга Ю. А. Косыгина подразделяется на три крупные части. Первая часть, заключающая около $\frac{3}{4}$ объема книги, посвящена анализу статической геологической структуры. Этот раздел начинается с разбора слоистой структуры Земли, представляющей собой фундаментальное свойство нашей планеты и обязанной своим происхождением, как подчеркивает автор, гравитационному распределению вещества в геологическом пространстве. Слоистая структура выделяется по различным признакам. Она свойственна земному шару в целом (ядро, мантия и кора Земли), осадочной оболочке Земли, осадочным и вулканогенным толщам, отдельным интрузивным массивам. В книге рассмотрена слоистая структура осадочной оболочки, принципы и методика выделения в ее пределах литостратиграфических, хронологических и генетических подразделений, а также глубинные слоистые структуры, устанавливаемые на основании геофизических данных, и слоистые структуры интрузивных массивов.

* Косыгин Ю. А. Тектоника. Изд-во «Недра», 1969.

Следующие три главы посвящены соответственно дизъюнктивным, пликативным и инъективным дислокациям слоистой структуры. Особо следует остановиться на первые выделяемых инъективных дислокациях, заключающихся во внедрении вещества одного геологического тела в другие геологические тела. К этому классу относятся дислокации, связанные с перемещением осадочных пород (диапиры, соляные массивы, пептунические дайки и т. п.), а также дислокации, связанные с перемещением магнитных масс. Выделение рассматриваемых дислокаций в самостоятельный класс несомненно усилит интерес к этим своеобразным нарушениям и позволит в дальнейшем дать их сравнительный анализ и классификацию.

Далее в работе следует обстоятельный разбор современных представлений о геологических формациях, проанализированы определения формаций различных исследователей, принципы выделения, описания и классификации формаций, ряды формаций в связи формаций с полезными ископаемыми, рассмотрены также представления о магматических и метаморфических формациях. Большое внимание, уделяемое в книге учению о формациях, представляется совершенно правильным. Оно определяется провозимой в книге мыслью об определяющей роли формаций для целей тектонического районирования и выяснения общей структуры осадочной оболочки Земли. Эта мысль особенно подчеркивается в следующей главе работы, где речь идет о принципах тектонического районирования. Ю. А. Косыгин отмечает, что если тектоническое районирование Д. Холла, Д. Дэна, Э. Ога (1914), М. М. Тетяева (1941) и отчасти Г. Штилле (1964) основывалось преимущественно на геометрических (структурных) признаках, то А. А. Борисяк (1924) отчетливо сознавал ведущее значение состава осадков при разделении платформенных и геосинклинальных областей.

Первая часть книги Ю. А. Косыгина заканчивается характеристикой основных структурных элементов осадочной оболочки: платформенных и геосинклинальных областей, а также внутриконтинентальных впадин и сводовых (эвгимнических) поднятий. Общие особенности строения, соотношения и распространения на земном шаре этих тектонических и зарубежных форм рассмотрены на конкретных примерах из геологии нашей страны и зарубежных территорий. Платформенные и геосинклинальные области представляются в книге как крупнейшие геологические тела с определенной формационной характеристикой. Жаль, однако, что автор почти не уделил внимания структурам ложа океанов и соответственно тектоническому районированию этих областей Земли.

Вторая часть рассматриваемой книги посвящена представлениям о направлении развития структуры осадочной оболочки Земли. На основании обстоятельного разбора существующих концепций и глубокого анализа геологических данных по всему земному шару автор поднимает здесь кардинальные вопросы эволюции структуры осадочной оболочки, такие как развитие океанических и континентальных областей, происхождение платформ, геосинклиналей, зон глубинных разломов, Тихоокеанского тектонического пояса. Ю. А. Косыгин, подчеркивая представления о принципиальном различии в строении и развитии осадочной оболочки континентов и океанов, выступает против представлений как о разрастании континентов за счет океанов, так и океанов за счет континентов. В развитии осадочной оболочки континентов автор отмечает события, имевшие, по его мнению, кардинальное значение в формировании ее современной структуры. Первое — это раздробление архейских платформ и обособление таким путем платформенных и геосинклинальных блоков и второе, имевшее место в конце палеозоя — начале мезозоя, — возникновение обширных областей опусканий (мезозойско-кайнозойских плит), накладывающихся на палеозойские и более древние складчатые области и платформы. Все эти положения, как это вполне очевидно, дискуссионны, но интерес к их обсуждению очень значителен.

Представляется, что в книге недостаточно подчеркнута роль больших горизонтальных перемещений в развитии структуры осадочной оболочки Земли. Данные, например, по Альпийско-Гималайскому поясу свидетельствуют о том, что без представлений о значительных горизонтальных перемещениях не может быть понято строение и развитие этой области, заложение геосинклиналей в ее пределах, формирование складчатой структуры. Несомненно, что большие горизонтальные перемещения происходили не только в мезозое и кайнозое, но и в более раннее время. В связи с этим многие известные в настоящее время особенности строения и развития палеозойских и докембрийских складчатых сооружений могут получить существенно иную оценку, если учитывать вероятность проявления в то время больших горизонтальных перемещений.

В третьей, заключительной части книги рассматриваются вопросы динамической тектоники: современные и новейшие движения земной поверхности, тектонические движения геологического прошлого, методика изучения тектонических движений, их кинематика, связь с трансгрессиями и регрессиями и т. д. Существенно по-новому решается в книге вопрос о причинах тектонических движений. Наряду с земными, глубинными причинами тектонических движений автор подчеркивает существенное влияние космического фактора на развитие структуры Земли. Так, он отмечает, что «современные исследования все больше и больше убеждают нас в том, что в геотектоническом процессе важная роль принадлежит внешним космическим воздействиям на Землю». Основной причиной глубинных тектонических движений автор считает гравитационную энергию, тесно связанную с изменением космической ситуации Земли.

Приведенный краткий обзор книги Ю. А. Косыгина показывает, что она представляет собой фундаментальный труд по общей тектонике, в котором систематизированно изложены принципы и методы тектонических исследований и дан синтез ряда важных достижений тектоники, основанный на обстоятельном анализе обширного материала, который предоставляет в настоящее время геология. Необходимо отметить, что работа Ю. А. Косыгина выгодно отличается тем, что в ней впервые в столь разработанном виде поднимаются вопросы логического обоснования тектоники как науки, ее принципов и методов.

Книга Ю. А. Косыгина, написанная с позиций широко признанной тектонической школы А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, несомненно, представляет крупное положительное событие в нашей геологической жизни. Можно не сомневаться, что она вызовет живой интерес геологов различных специальностей и принесет большую пользу преподавателям, аспирантам и студентам.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР
Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
5 марта 1970 г.

ХРОНИКА

УДК 551.240 (47+571.6)

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ**(ИТОГИ VII СЕССИИ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТЕНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА, г. МАГАДАН, 26 АВГУСТА — 11 СЕНТЯБРЯ 1969 г.)**

VII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока была посвящена мезозойскому тектогенезу и обсуждала следующие проблемы: 1) мезозойская складчатость в структурах земной коры; 2) срединные массивы и структуры основания мезозойского; 3) структурное положение вулканических поясов в мезозойских Восточной Азии; 4) мезозойский тектогенез в областях кайнозойской складчатости и в современных геосинклинальных областях Восточной Азии; 5) мезозойский тектогенез внегеосинклинальных областей; 6) связь тектоники, магматизма и металлогении в мезозойских складчатых областях Азии.

Сессия проходила в два этапа. С 26 августа по 6 сентября проводились геологические маршруты, в процессе которых участники сессии ознакомились с основными особенностями геологического строения Колымского срединного массива, Яно-Колымской складчатой системы и Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эти маршруты способствовали активной работе совещания. Заседания сессии проводились с 8 по 11 сентября. В них приняли участие 218 человек из 32 научных и производственных организаций Алма-Аты, Анадыря, Владивостока, Иркутска, Киева, Красноярска, Ленинграда, Магадана, Москвы, Новосибирска, Норильска, Певека, Петропавловска-на-Камчатке, Тюмени, Улан-Удэ, Хабаровска, Читы, Южно-Сахалинска и Якутска.

Рассмотрено 120 докладов, из которых 17 заслушено на пленарных заседаниях, а остальные обсуждены методом демонстрационной информации.

Сессия открылась вступительным словом председателя Ученого совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока Ю. А. Косыгина. Он кратко рассказал о работе Совета, организованного при Сибирском Отделении АН СССР десять лет назад, остановился на задачах VII сессии и высказал соображения относительно современного состояния тектонической терминологии и номенклатуры.

Большая часть пленарных докладов касалась первой проблемы. А. В. Пейве рассказал о начальных этапах развития мезозойских геосинклиналей. Геосинклинали, согласно его воззрению, разделяются на океанические, континентальные и субокеанические. Первые из них возникли на фундаменте океанической коры, сложенной гипербазитами, метаморфизованными габброидами, основными эффузивами. В их современной структуре океаническая кора выжата по разломам, превращена в меланж и залегает в подошве аллохтонных пластин. Континентальные геосинклинали или миогеосинклинали возникли на гранитизированном фундаменте, они амагматичны и сложены карбонатными и терригенными формациями. Субокеанические геосинклинали заполнялись вулканогенно-кремнистыми и флишевыми толщами. «Гранитный слой» в них редуцирован, а «базальтовый» достаточно мощный. Процессы складчатости, магматизма, в том числе гранитоидного, и шарьяжеобразование А. В. Пейве объясняет взаимодействием океанической коры с континентальной при преобладающей роли горизонтальных движений. Согласно его воззрению, крупнейшие преобразования в Альпийско-Гималайском поясе и по периферии Тихого океана произошли вследствие поддвигания океанической коры под континентальную.

Доклад Н. А. Богданова и Ю. М. Пущаровского был посвящен разбору мезозойских геосинклиналей в Тихоокеанском поясе. В основу их классификации положен индекс вулканизма. Геосинклинали, лишенные вулканизма или с подавленным его проявлением, следует относить к миогеосинклиналям (Верхоанская, пояс Милларда и др.). Следующая группа структур отвечает мезогеосинклиналям (промежуточные между мио- и эвгеосинклиналями, например, Сихотэ-Алиньская система). В них вул-

анизм проявлялся периодически, то временами преобладая над осадконакоплением, то подчиняясь ему. Излияния лав в одних зонах происходили в подводных условиях, в других — в наземных. Эвгеосинклинали (третья группа) характеризуется сильным и длительным проявлением подводного вулканизма (Невадийский пояс Кордильер Северной Америки и др.). В докладе были рассмотрены структуры основания мезозойских геосинклиналей, определена принадлежность геосинклиналей к тем или иным эпохам складчатости и выяснены хронологические рамки стадии мезозойского геосинклинального осадконакопления и вулканизма в разных частях обширного Тихоокеанского пояса. Доклад иллюстрировался новой Тектонической картой Тихоокеанского кольца масштаба 1 : 10 000 000.

Н. П. Васильковский сделал доклад на тему: «Моноцикличность или полицикличность? (на примере Тихоокеанского подвижного пояса)». Превращение пояса в складчатую область, по мнению автора, шло по пути преобразования океанической коры в континентальную. Этот процесс монотрициклический, распадающийся на ряд стадий, последовательно сменяющих друг друга во времени.

Доклад О. Л. Эйнора был посвящен ритмам движений земной коры. Докладчик отстаивал следующие положения: а) тесную связь фаз складчатости с поднятиями в геосинклиналях и на платформах; б) наличие как относительно быстрых, так и сильно растянутых во времени фаз; в) неоднократность фаз в любом геологическом периоде; г) наличие фаз различной «силы» и широты географического распространения — от региональных фаз до планетарных; д) отсутствие повсеместных фаз в масштабе планеты. Согласно О. Л. Эйнору, поступательный процесс развития Земли, начиная с протерозоя, сопровождался неоднократным вторжением «тектоно-формационных» циклов.

С. М. Тильман сделал доклад на тему: «Сравнительная тектоника мезозойд Севера Тихоокеанского кольца». По совокупности признаков (формации комплексов основания и геосинклинального, стадийность развития, тектонический план и особенности внутренней тектоники, проявления геосинклинального и орогенного магматизма) на севере Тихоокеанского кольца выделяются пять типов геосинклинально-складчатых систем и зон мезозойского возраста: Клатматский, Сихотэ-Алиньский, Чукотский, Колымский и Арктический. Первые два принадлежат к Тихоокеанским ортогеосинклинальным образованиям. Колымский тип объединяет системы, расположенные по далекой периферии океана и характеризующиеся многогеосинклинальным развитием, а также целым рядом других особенностей. Чукотский тип обладает промежуточными свойствами. Зоны Арктического типа по всем данным попадают в класс эпикратонных геосинклиналей. В докладе разобраны связи интрузивного магматизма с разными типами мезозойд. Обращено внимание на асимметричное строение Азиатской и Северо-Американской частей кольца, затронут вопрос о причинах происхождения мезозойской складчатости и некоторые общие проблемы теории геосинклиналей.

Доклад Т. Н. Спичарского был посвящен структуре Северо-Востока и Дальнего Востока СССР и создавшим ее тектоническим режимам. Автор приходит к выводу, что разделение указанных регионов на области мезозойской и кайнозойской складчатости является недостаточным. Исходя из структурного анализа и особенностей развития территории на современном этапе, выделены два региональных подразделения: северо-западная часть Тихоокеанского геосинклинального пояса и северо-восточная часть Евразийского континента, включающая область завершённой складчатости. Регионы геосинклинального режима включают: Корьякскую, Камчатско-Курильскую, Алеутскую и Сахалино-Хоккайдзинскую системы, находящиеся на разных стадиях развития, а также срединные массивы — Центрально-Охотский, Беринговский, Командорский и Японский. К регионам завершённой складчатости отнесены: Сихотэ-Алиньская, Верхоянская, Чукотская и Олойская складчатые системы, а также Колымский, Омолонский, Охотский и Буренский срединные массивы. Кроме упомянутых структур выделены океаническая платформа Шатского, Сибирская платформа, Охотско-Чукотский и Приморский вулканогенные пояса, а также Приморская койлогенная область. Докладчик подробно охарактеризовал особенности режимов развития всех выделенных структур.

К. Б. Мокшанцев сообщил об особенностях орогенного развития складчатых областей, обрамляющих с разных сторон Сибирскую платформу. Он отметил одну чрезвычайно интересную закономерность, выражающуюся в том, что орогенные процессы проходят в этих областях насквозь независимо от возраста складчатости. Это доказывается многоярусным наслаиванием континентальных моласс в межгорных внутренних впадинах, рядом с которыми существовали обширные сводовые поднятия, где проявлялся субсеквентный магматизм.

Е. Б. Бельтнев, М. Г. Золотов, В. В. Онихимовский, И. А. Плотников и И. И. Шапочка рассмотрели геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое, а И. И. Берсенев — мезозойскую историю геологического развития Приморского края и прилегающих регионов.

Ю. Г. Леонов осветил роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракурумского сектора Альпийско-Гималайского пояса. Показав гетерогенность строения рассматриваемого отрезка пояса, докладчик подробно охарактеризовал районы, в которых проявился мезозойский тектогенез. Наибольшее значение он имел в Памиро-

Каракорумской области, которую докладчик предложил исключить из состава альпид и рассматривать как одно из боковых ответвлений Тихоокеанских мезозоид.

Основные черты тектоники Индокитая были раскрыты в докладе Г. А. Кудрявцева, В. Б. Агентова, Ю. Г. Гатинского и А. В. Мишиной. Весь Индокитайский полуостров трактуется как область ранних мезозоид, завершающая складчатость которых имела место в конце триаса.

Н. П. Аникеев, И. Е. Драбкин, Г. Г. Попов и В. А. Титов рассмотрели проблему строения и развития жестких структур Северо-Востока СССР. Основное внимание докладчики уделили своим представлениям о Колымской платформе, в границы которой включены Колымский, Омолонский и Тайгоносский массивы, складчато-глыбовые поднятия системы Черского (Омулевское, Тас-Хаяхтахское и др.), Анюско-Омолонский блок, Сугойский прогиб и ряд других разнородных элементов. И. Е. Драбкин и В. А. Титов в отдельном докладе охарактеризовали структурное положение Охотско-Чукотского вулканического пояса и его металлогению.

Е. А. Радкевич осветила вопрос о связи гранитоидных интрузий Тихоокеанского рудного пояса с тектоникой. По ее мнению, мезозойские интрузии в своем распределении подчиняются прежде всего региональным разрывным нарушениям и блокам воздымания. Сходство гранитоидов, проявленных в различных типах структур (геосинклинальные складчатые моно- или полициклические области, активизированные платформенные сооружения и наложенные вулканические пояса) показывает, что тип гранитных пород и их металлогенические особенности не зависят от принадлежности к определенным этапам складчатости. Появляясь иногда одновременно со складчатостью, а чаще после нее, гранитные интрузии нередко сами играют важную роль в осложнении складчатых структур. Совмещение в пространстве разновозрастных гранитных интрузивов говорит о длительном существовании доступных для магмы путей и глубинных магматических бассейнов. Отмечая важную роль активизации древних структур в размещении молодых интрузий и месторождений, Е. А. Радкевич подчеркнула устойчивость петрохимических и металлогенических особенностей территорий, определенных изначальным типом их развития. Так, в эвгеосинклиналих на ранних этапах и в процессе их активизации проявляются гранитоиды повышенной основности, сопровождаемые золотом и медью, а в миогеосинклиналах — кислые оловянные и вольфрамоносные граниты.

Доклад М. И. Ицкисона и Л. И. Красного был посвящен главным мезозойским структурам и металлогению Востока СССР и сопредельных территорий. Была дана сравнительная характеристика мезозойских подвижных поясов, областей и систем и схема их группировки по важнейшим особенностям геологического развития. Особое внимание докладчики уделили подвижным поясам негеосинклиналичного ряда: краевым складчато-глыбовым системам, рифтогенным структурам и окраинно-материковому Восточно-Азиатскому вулканогенному поясу. Их предложено выделять в качестве террагенальных материковых структур, т. е. структур континентального происхождения. Авторы доказывают глубокое принципиальное отличие террагенального типа развития от геосинклиналичного, связывая его с планетарными процессами перерождения и активизации тектоносферы. Каждому элементу предложенной тектонической систематики, и особенно структурам террагенального ряда, дана подробная металлогеническая характеристика. Намечен ряд проблем, представляющих большой интерес для направления поисков золота, олова, вольфрама, молибдена, меди, серебра, свинца и других полезных ископаемых в восточных районах СССР.

К. В. Боголепов остановился на мезозойском тектогенезе внегеосинклиналичных областей Евразии, основное внимание уделив вопросу соотношения этапов внегеосинклиналичного тектогенеза с синхронными этапами в Альпийском и Тихоокеанском геосинклиналичных поясах. Докладчик считает, что внегеосинклиналичный и геосинклиналичный тектогенез представляют собой самостоятельные процессы, обусловленные общей причиной — воздействием внутриземной энергии и ротационных сил Земли на ее внешнюю осадочно-метаморфическую оболочку.

В докладе П. М. Хренова, Ю. В. Комарова, А. С. Калинина, Е. А. Некрасовой и В. Г. Семеновой рассматривались особенности мезозойской тектоники и металлогении внегеосинклиналичных областей Восточной Сибири. На примере трех структурно-формационных зон (Западно-Забайкальской, Дауро-Становой и Восточно-Забайкальской) показана независимость мезозойского тектогенеза от предыдущего (байкальского, каледонского и герцинского). Показана динамика процесса внегеосинклиналичного орогенеза, установлены его хронологические рамки (поздняя пермь — ранний мел), рассмотрены особенности осадочных и магматических формаций. Сделан вывод, что формирование структур мезозойской активизации причинно связано с жизнью Тихоокеанского подвижного пояса. В то время как во внутренней части пояса развивались геосинклиналичные зоны, во внешней происходило формирование структур орогенной активизации. Выделенным структурно-формационным зонам дана общая металлогеническая характеристика.

Разносторонний новый материал по всем проблемам тематики совещания был представлен и обсужден методом демонстрационной информации.

Сессия завершилась общей дискуссией, в которой приняли участие И. П. Атласов, К. В. Боголепов, Ч. Б. Борукаев, Я. А. Драновский, Т. С. Кирусенко, Ю. Г. Леонов, М. С. Марков, А. А. Межайлк, В. М. Мерзляков, К. Б. Мокшанцев, Л. М. Парфенов,

А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский, А. И. Садовский, Б. А. Снятков, Т. Н. Спижарский, Т. В. Тарасенко, С. М. Тильман, В. А. Унксов, В. Н. Шолпо, О. Л. Эйно́р.

Обсуждение вопросов о строении и истории развития мезозойских геосинклиналей показало, что они представляют собой исключительно благоприятный объект для дальнейшей разработки узловых проблем в учении о геосинклиналях и принципах их классификации. Изучение мезозойских геосинклиналей имеет первостепенное значение, поскольку с ними связаны богатейшие месторождения золота, олова, вольфрама, ртути и других полезных ископаемых. Отметив важность дальнейшего исследования мезозойских геосинклиналей, сессия акцентировала внимание на необходимости всестороннего изучения структур их основания, а также структур домезозойской консолидации, образующих в мезозоидах многочисленные массивы.

В результате обмена мнениями были определены направления дальнейших исследований окраинных вулканических поясов Восточной Азии — особой категории структур со специфической металлогенной. Была подчеркнута настоятельная необходимость изучения природы и условий образования вулканических поясов с целью определения их места в ряду основных структурных элементов земной коры и характера связей между ними.

Сессия отметила значительные успехи, достигнутые в изучении тектоники мезозойских плит Сибири, на территории которых выявлены крупнейшие нефтегазоносные бассейны. Вместе с этим было обращено внимание на необходимость усиления региональных геофизических работ и бурения на плитах, включая акватории шельфов северных морей.

Много внимания сессия уделила обсуждению различных аспектов тектоники областей «возрожденного» горообразования, с которыми связаны крупнейшие рудные пояса Центральной Азии, была отмечена необходимость существенного расширения дальнейших исследований, особенно в направлении изучения глубинного строения и типизации структур.

Всестороннему обсуждению была подвергнута проблема связи тектоники, магматизма и металлогении в мезозойских складчатых областях Азии. В числе первоочередных задач на будущее сессия отметила необходимость детального изучения магматизма и металлогении локальных тектонических форм.

Многие участники сессии в докладах и выступлениях затрагивали вопросы тектонической классификации и терминологии, подчеркивая их несостоятельность. Поэтому в решении совещания отмечена необходимость организации и координации работ по упорядочению тектонической терминологии.

Следующую, VIII сессию Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока решено провести в 1917 г. в городах Южно-Сахалинске и Петропавловске-на-Камчатке, посвятив ее проблеме «Тектоника, дна океанов, морей и островных дуг».

С. М. Тильман, В. М. Мерзляков

УДК 551.24(98)

СОВЕЩАНИЕ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ КОМИССИИ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ КАРТАМ ПО ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

(Ленинград, 26—27 февраля 1970 г.)

Совещание было посвящено обсуждению результатов новейших геолого-геофизических исследований в Арктике и их отражению на Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000 (2-е издание).

В совещании приняли участие свыше 20 геологов, представляющих различные организации Москвы и Ленинграда, в том числе: И. П. Атласов, А. А. Богданов, В. А. Дедеев, Б. Х. Егназаров, В. С. Журавлев, Б. П. Бархатов, Р. М. Деменницкая, Е. Н. Зацепин, А. А. Красильщиков, П. Н. Куприн, Н. С. Иголкина, Ю. Я. Лившиц, В. Д. Наливкин, Я. И. Полькин, Б. С. Романович, В. Н. Соколов, С. В. Черноок, В. Е. Хаин, Н. В. Шаблинская, М. Е. Раабен и др.

В ходе совещания был заслушан и обсужден ряд докладов. 3 доклада были посвящены различным проблемам строения Шпицбергена. А. А. Красильщиков рассказал присутствующим о каледонидах Шпицбергена и их месте в структуре Атлантического сектора, отметив, в частности, их формационное и структурное сходство с Восточно-Гренландскими и резкое отличие от Британско-Скандинавских каледонид. Ю. Я. Лившиц и В. Н. Соколов ознакомили участников совещания с платформенной структурой Шпицбергена и основными этапами ее формирования. Они выделяют: гео-

синклинальный (каледонский), постгеосинклинальный (девонский) и платформенный (позднепалеозойский — кайнозойский) периоды в истории развития архипелага. В ходе последнего основную роль играли блоковые движения, в том числе глыбовые альпийские дислокации. Доклад М. Е. Рабабен был посвящен позднекембрийским отложениям Шпицбергена и их корреляции с образованиями материка. Другая группа докладов касалась строения акваторий Карского и Баренцева морей. Р. М. Деменицкая осветила проблемы генезиса, а Б. С. Романович — структуру дна Баренцева моря. Сообщение Я. И. Польшкина было посвящено строению дна, а Е. Н. Зацепина — вопросам геологического истолкования региональных геофизических исследований на акватории Карского моря. Наконец, в докладе В. С. Журавлева были рассмотрены проблемы тектоники северо-восточных областей Европейской части СССР.

В итоге совещания были приняты следующие решения для изображения рассматриваемых территорий на Международной тектонической карте Европы.

1. Не давать тектонической интерпретации строения океанического дна ниже континентальной ступени.

2. Основываясь главным образом на батиметрии, дать изображение уступа континентальной ступени отмывкой, без проведения четкой линии границы верхней кромки и основания шельфа.

3. Ввиду противоречивости представлений о строении дна Баренцева моря ограничиться изображением в его пределах в условных границах платформы с гетерогенным основанием, назвав ее «Гипотетический древний массив Баренция». Выступ Северо-Восточной Земли можно трактовать как выход древнего фундамента, испытавшего каледонскую гранитизацию. Не показывать мощность платформенного чехла в пределах моря, изображая лишь контурными линиями поднятия и прогиба. Изобразить чехол платформы на Земле Франца-Иосифа.

4. В пределах акватории Баренцева моря (от мыса Норд-Кап до островов Комсомлец и Пионер) выделить гипотетический каледонский пояс, показав в его пределах пунктирными границами выходы складчатого основания и распространение платформенного чехла. Дать ему название «Скандинаво-Северо-Земельская складчатая зона (пояс)». Отказаться от изображения гранитов на Центральной возвышенности ввиду недостаточной обоснованности данных.

5. В юго-западной части Карского моря (рассматривая ее как продвижение Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы) с помощью изогипс дать изображение рельефа основания платформенного чехла, выделить краевую зону Ямальской синеклизы и дать общее название «Ямальская синеклиза», показав частные структуры.

6. Рекомендовать внесение в легенду дополнительного обозначения для периклинальных прогибов, заложившихся на геосинклинальном основании и имеющих, как правило, более молодой возраст по сравнению с краевыми прогибами (например, Коротайхинская впадина Предуральского краевого прогиба, по Н. П. Хераскову). В легенде дать текст: «Краевые и периклинальные прогибы». Они будут изображаться на карте одним знаком, различаясь лишь своими названиями.

7. Показать продолжение Печорской впадины под уровнем моря по аналогии с изображением ее на материке (где по геофизическим и буровым данным показаны структура фундамента и чехла). Предполагается изображение выхода байкальского основания на дне моря и выделение ряда структурных элементов к северо-западу от п-ова Канина (в первую очередь подводного гребня, расположенного в осевой части прогиба).

8. Изображение полей эффузивных пород к северо-западу от о-ва Колгуев, так же как и нижнемеловых траппов на Земле Франца-Иосифа, считать весьма дискуссионным.

В. П. Колчанов, С. В. Черноок

ГODOBOY УКАЗАТЕЛЬ

ЖУРНАЛ «ГЕОТЕКТОНИКА», т. 6, 1970 г.

П. Г. Алоян, С. Г. Алоян. Моделирование зоны сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон в север-западной Армении	6
Г. И. Амурский, Л. В. Косарев, В. Н. Семов. Разломная тектоника Туаркыра	3
И. В. Архипов. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости	3
Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, И. С. Вольвовский, Ю. К. Щукин. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям	2
Н. А. Берзин, Ч. Б. Борукаев. Некоторые особенности тектоники верхнедокембрийских отложений Западного Прибайкалья	1
А. А. Богданов. О создании международных геологических карт Южной Америки	1
Н. А. Божко. Мозамбикский пояс и некоторые особенности докембрийских активизированных зон Африки	6
Ю. А. Борзаковский, О. Д. Суетенко. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии	5
Ч. Б. Борукаев. О палинспастических построениях	6
Н. К. Булин. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре	4
В. А. Буш, Л. Б. Вонгаз, К. Н. Кравченко, Н. М. Сардонников, Ф. Е. Синицын. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня	6
С. П. Вальбе, Л. Н. Смирнов, Э. И. Птушкин, А. Алланов. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области	5
В. К. Гавриш. Глубинные разломы и тектоническое районирование Доно-Днепровского прогиба	3
Р. Г. Гарецкий. О фундаменте Мизийской плиты	4
Р. А. Гафаров. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли	4
Б. А. Голдин, В. Н. Пучков. Магматические формации и структуры байкалид Приполярного Урала	6
Е. С. Гуткин, О. В. Посашев, В. М. Рыбалка, В. И. Ставрати. Тектоника Северо-Уральского бокситового района по геофизическим данным	5
В. М. Даденко. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (на примере западного Присаянья)	6
Г. Я. Дементьев. Глубинная структура Магнитогорского синклинория (по геофизическим данным)	3
Г. Н. Доленко, С. А. Варичев, Н. И. Галабуда. О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины	1
В. Ю. Забродин, М. Т. Турбин. Крупнейшие разломы западной части хребта Джагды	3
Н. С. Зайцев, А. В. Ильин. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР)	5
В. В. Иванов, Г. В. Мейтув. Тектоника и эндогенное рудообразование	6
М. И. Ициксон, Л. И. Красный. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР	2
Г. И. Каляев. Проблема связи гранитиодного магматизма и складчатости фундамента	1
В. Б. Караулов. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы)	1
Г. Н. Каттерфельд, Г. В. Чарушин. Глобальная трещиноватость Земли и других планет	6
В. В. Киселев, В. Г. Королев. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма	3
К. А. Клитин, Т. Г. Павлова. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири	4
А. Л. Книппер. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры	2

А. Я. Кравчинский. Перемещения Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным)	6
К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры	2
П. Н. Кроноткин. Возможная роль космических факторов в геотектонике	2
Ю. А. Косыгин. Методологические вопросы системных исследований в геологии	2
В. В. Кулаков. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий	1
В. С. Лазарев, А. В. Лобачев. К истории формирования локальных поднятий платформенных областей	1
М. Г. Леонов. Характер разрывных нарушений в зонах надвигов	1
Г. И. Макарычев. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы	4
Я. П. Маловицкий. Об основных субмеридиональных дислокациях юга Европейской части СССР	3
М. С. Марков. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг	2
А. А. Моссаковский. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии	4
М. В. Муратов. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития	2
М. С. Нагибина. Типы мезозойских структур Монголии и закономерности их развития	5
А. А. Никонов. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии	1
К. П. Плюснин. Системы регионального кливажа разлома на Урале	3
С. В. Руженцев. Некоторые особенности формирования сорванных покровов	6
К. Б. Сеславинский. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка)	5
Г. Т. Собакарь. Индикаторы неоднородностей верхней мантии Земли (на примере Украины)	3
М. И. Стрельцов. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной дуги	1
А. М. Сычева-Михайлова. Моделирование процесса формирования диапировых куполов и астенолитов с помощью центрифуги	1
Е. П. Успенский. Палеозойское тектоническое развитие Чингиза и вопрос о возрасте его складчатых структур	5
Е. В. Шанцер. К методологии историко-геологического исследования	2
Ю. М. Шейнманн. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли	4
С. С. Шульц. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли	4
А. В. Чекунов. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга Европейской части СССР	1
В. Г. Чернов. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма	5
В. Е. Ханн. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости	3
И. О. Цимельзон. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубинной структурой земной коры	5

Краткие сообщения

Г. А. Бражников, Е. А. Граблин, В. Н. Мыльцин. Характер дислокаций в Пачелмском прогибе на пересечении Балашов — Пенза	4
И. И. Кузнецов, Н. А. Кочуров. Размещение и условия образования верхнепалеозойских конгломератов Мугоджар	6
Ю. А. Лейе, Э. П. Тихоненков. Поля напряжений Беганьского рудного поля (Закарпатье)	6
А. П. Милашин, В. А. Сиплатов, А. Ю. Юнов, А. П. Волков, А. Я. Табояков. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива	1
В. П. Преображенский. К вопросу о классификации тектонических структур платформы	3

Критика и дискуссии

В. А. Разницын. Особенности тектонического строения Тимана (о статье М. И. Осадчука «Некоторые замечания по книге В. А. Разницына «Тектоника Южного Тимана»)	5
А. Л. Ставцев, А. А. Ельянов. К вопросу о выделении зоны байкальской складчатости на юго-востоке Сибирской платформы и в Южном Верхоянье	1

Рецензии

Л. М. Парфенов, Ю. М. Пушаровский. О книге Ю. А. Косыгина «Тектоника»	6
---	---

Хроника

Мезозойский тектогенез. (Итоги VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока)	6
Сессия Рабочей группы Редакционного комитета тектонической карты Европы, посвященная вопросам тектоники Западных областей Русской плиты (Вильнюс, 16—20.VII.1969 г.)	5
Сессия рабочей группы редакционного комитета Тектонической карты Европы (Париж, 19—27 января 1969 г.)	1
Совещание Комиссии по Международным тектоническим картам (Москва, 10—13 июня 1969 г.)	3
Совещание по проблеме «История Мирового океана»	4
Совещание рабочей группы Комиссии по международным тектоническим картам по тектонике западной части советской Арктики (Ленинград, 26—27 февраля 1970 г.)	6
А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (от редколлегии)	4

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 7/IX-1970 г. Т-16158 Подписано к печати 3/XI-1970 г. Тираж 1800 экз.
Зак. 4305 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9+2 вкл. Бум. л. 4¹/₄ Уч.-изд. листов 13,5.

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

Цена 1 р. 20 к.

Б 232
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42
МАКАРЧЕВУ Г И
70228
1-12

12
Индекс
70228

