

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1972 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Е. Хаин. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах . . . . .	3
Ю. С. Геншафт, Ю. М. Шейнманн. Термодинамическая неустойчивость в верхней мантии океанов и некоторые возможные геологические следствия . . . . .	35
Т. Г. Павлова. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени . . . . .	39
Р. И. Кутас. Некоторые особенности распределения теплового потока на территории Украины и их связь с тектоникой . . . . .	48
Б. П. Кабышев. Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне . . . . .	59
И. А. Майданович. Структуры узлов пересечения крупных сдвигов в южной части Донецкого бассейна . . . . .	69
М. З. Глуховский, А. Л. Ставцев, В. С. Коген. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области . . . . .	76
Н. Г. Патык-Кара, М. А. Гришин. Место хр. Полоусного в структуре северо-востока СССР и его новейшая тектоника . . . . .	90
М. С. Марков, Г. Е. Некрасов, М. Ю. Хотин. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка) . . . . .	99
В. Г. Хомич, М. Ю. Цыденов, В. Д. Любалин, Ю. И. Симонов. О роли складчатых дислокаций в формировании структуры Балейской впадины (Восточное Забайкалье) . . . . .	109
Ю. А. Иванов. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья . . . . .	115

## Рецензии

Л. Н. Розанов. О книге С. А. Захарова «О развитии тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. «Дониш», Душанбе, 1970 . . . . .	123
---	-----

## Хроника

Проблемы глобальной тектоники (Научная сессия Общего собрания Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР) . . . . .	125
---	-----

## GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1972

## CONTENTS

V. E. Khain. On the present state of theoretical geotectonics and the ensuing objectives	3
Yu. S. Genshaft, Yu. M. Sheinmann. Thermodynamic instability in the upper mantle of the oceans and certain possible geological consequences	35
T. G. Pavlova. Granito-gneissic domes and their development in time	39
R. I. Kutas. Certain features of heat flow distribution on the territory of the Ukraine and their relation to tectonics	48
B. P. Kabyshev. Rate of consedimentary and postsedimentary tectonic processes in the Dnieper-Donetz depression and in the Donetz Basin	59
I. A. Maidanovich. Structure of intersection nodes of large displacements in the south of Donetz Basin	69
M. Z. Glukhovskiy, A. L. Stavtzev, V. S. Kogen. Tectonics and magmatism of the Vitim-Okhotsk area	76
N. G. Patyk-Kara, M. A. Grishin. The position of Polousny range in the structure of the north-east of the USSR and its latest tectonics	90
M. S. Markov, G. E. Nekrasov, M. Yu. Khotin. Basement of a Cretaceous geosyncline on Kamchatka cape peninsula (Eastern Kamchatka)	99
V. G. Khomich, M. Yu. Tzidenov, V. D. Liubalin, Yu. I. Simonov. On the role of folding dislocations in the formation of the structure of Balisk depression (Eastern Transbaikal region)	109
Yu. A. Ivanov. On the significance of Nizhneamursk fault in the Mesozoic history of Lower Amur region	115

## Critique and Discussions

L. N. Rozanov. On S. A. Zakharov's book «On the evolution of tectonic concepts in Tadzhikistan and the hypothesis of zonal tectogenesis «Donizh», Dushanbe, 1970	123
--	-----

## Chronicle

Problems of global tectonics (Scientific Session of the General meeting of the Division of geology, geophysics and geochemistry of the USSR Academy of Sciences)	125
--	-----

УДК 551.24

В. Е. ХАИ Н

## О СОВРЕМЕННОМ ПОЛОЖЕНИИ В ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКЕ И ВЫТЕКАЮЩИХ ИЗ НЕГО ЗАДАЧАХ

Рассматривается развитие теоретической геотектоники в последние десятилетия. Основное внимание уделено появлению и развитию концепции, так называемой новой глобальной тектоники или тектоники плит. Формулируются и критически анализируются основные положения этой концепции. Делается вывод о том, что, несмотря на определенную неполноту и недостаточно убедительную трактовку некоторых явлений, концепция новой глобальной тектоники по сравнению с альтернативными концепциями является наиболее перспективным направлением современной геотектоники. Намечаются задачи дальнейших исследований, связанных с развитием этого направления.

Прошло лишь несколько десятилетий с того времени как геотектоника заняла самостоятельное место среди других геологических дисциплин. Тем не менее за этот срок она выдвинулась в число наиболее активно развивающихся научных направлений; в содружестве с геофизикой, геохимией и петрологией ей в настоящее время принадлежит ведущее место в разработке общей теории развития Земли, в которой, разумеется, участвуют и другие науки о Земле.

Главным качественным отличием геотектоники от просто тектоники как одного из разделов динамической геологии является перемещение основного фокуса интересов с структур среднего и мелкого масштаба на структуры планетарного масштаба. Именно этот качественный сдвиг и оправдывает введение термина «геотектоника». Начало такого сдвига связано с появлением учения о геосинклиналях, которое, однако, завоевало общее признание лишь в XX веке после известных работ Э. Ога. Еще позже, в работах главным образом советских геологов 30-х годов равное значение приобрело учение о платформах, истоки которого восходят, впрочем, еще к исследованиям А. П. Карпинского. Однако по-настоящему глобальной наукой геотектоника становится лишь в наши дни с охватом геолого-геофизическими исследованиями не только континентов, но и океанов, занимающих две трети земной поверхности.

Становление геотектоники, особенно в нашей стране, где оно определялось в первую очередь широко известными монографиями М. М. Тетяева и В. В. Белоусова, проходило под знаком господства идеи о ведущем значении в геотектоническом процессе саморазвития материи Земли и абсолютном преобладании вертикальных движений. По существу на той же позиции стояли и ведущие представители другой крупной советской тектонической школы — А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский. Те же принципы лежали в основе взглядов руководителей третьей, сибирской школы — В. А. Обручева и М. А. Усова, но в их работах общая концепция тектогенеза приняла конкретную форму пульсационной гипотезы. Единомышленником В. А. Обручева и М. А. Усова в США был В. Бухер, труд которого «Деформация земной коры» должен быть причислен к числу основополагающих работ новой науки. В Западной Европе геотектоника развивалась в русле близкого, хотя и далеко не тождественного направления в работах последователей контракционизма Г. Штилле и Л. Кобера. Всех перечисленных ученых объединяла общая фиксистская платформа, и только сравнительно немногие западноевро-

пейские и североамериканские исследователи (С. Бубнов, Э. Краус и А. Холмс) в эпоху 30—50-х годов допускали возможность значительных горизонтальных перемещений отдельных участков земной коры, имевших своим источником, по мнению Э. Крауса и А. Холмса, подкоровые течения. «Убежищем» мобилистов в этот период преобладания фиксизма были «гондванские» страны: Бразилия, Южная Африка (А. дю Тойт), Индия, Австралия (У. Кэри).

Основные достижения геотектоники на этом первом этапе ее самостоятельного развития связаны с успешной разработкой учения об основных структурных элементах континентов — геосинклинальных складчатых системах и платформах (кратонах), о стадиях и закономерностях их развития и особенностях внутренней структуры. Применение метода анализа фаций и мощностей позволило с большой детальностью раскрыть историю вертикальных движений геосинклиналей и платформ, а введение понятия об эпохах и фазах складчатости — изучить последовательность формирования складчатых структур. Выделение в пределах континентов платформ и складчатых систем, их классификация по возрасту главной складчатости открыли путь к составлению тектонических карт. Первые мелкомасштабные схемы появились еще в 20—30-е годы (схема Штилле для Европы, схема Архангельского — Шатского — для СССР); в 50-е годы вышла в свет тектоническая карта СССР, за которой последовали уже международные карты Европы, Африки, Северной Америки и советские карты Евразии, Арктики и др. На основе тектонических карт стали создаваться металлогенические карты, карты прогноза нефте-, газо- и угленосности и, таким образом, выводы теоретической геотектоники нашли и непосредственное практическое приложение.

Кульминацией этого этапа развития геотектоники можно, пожалуй, считать установление существования планетарной сетки глубинных разломов, а с ними и слоисто-глыбового строения земной коры. Это, казалось бы, принесло окончательное ниспровержение мобилистских представлений и подтверждение фиксизма и примата вертикальных движений. Вместе с тем выяснилась огромная роль глубинных разломов в контроле размещения рудных, а косвенно нефтяных и газовых месторождений. Существование глубинных разломов указывало на тесную связь развития земной коры с процессами в верхней мантии и способствовало началу интенсивного изучения последней в связи с международным проектом верхней мантии, выдвинутым советскими учеными.

Положительно оценивая в целом данный период развития геотектоники, следует отдать себе отчет в том, что фронт исследований на всем его протяжении оставался чрезвычайно узким — океаны по существу находились вне внимания тектонистов (на тектонических картах они изображались и в основном изображаются до сих пор практически так же, как на физико-географических!), большая часть тектонической истории Земли игнорировалась вследствие неразработанности стратиграфии докембрия, представления о механизме тектогенеза в условиях отсутствия сколько-нибудь конкретных сведений о строении глубинных слоев земной коры и тем более мантии могли быть лишь чисто умозрительными.

Перелом наступил в начале 60-х годов, а в конце десятилетия принял форму коренной переоценки ранее существовавших взглядов и привел к резкому обострению борьбы противоположных направлений тектонической мысли. Подготовлен этот перелом был еще в конце 50-х годов обнаружением коренных отличий океанической коры от континентальной, открытием мировой системы срединно-океанических хребтов и осложняющих их рифтов и явления остаточного магнетизма горных пород. В дальнейшем весьма существенное значение имели: установление, вернее подтверждение существования под относительно хрупкой, твердой

и жесткой литосферой маловязкой, пластичной, частично (1—10%) расплавленной астеносферы, открытие в океанах закономерно размещенных интенсивных линейных знакопеременных магнитных аномалий, обнаружение столь же закономерной связи повышенного теплового потока и разуплотненной верхней мантии с зонами высокой тектонической активности, разработка межконтинентальной корреляции докембрийских образований на основе методов радиогеохронометрии, достижения экспериментальной петрологии в области изучения температур плавления различных горных пород в условиях высоких давлений, и полей равновесия основных породообразующих минералов, данные глубинного сейсмозондирования относительно строения земной коры и верхов мантии под континентами и океанами, платформами и подвижными поясами, данные сейсмологии об ориентировке напряжений в очагах землетрясений, «реабилитация» явления изостазии после исследований в Антарктиде и Гренландии. Многие из этих открытий связаны с успешной разработкой международного проекта верхней мантии, другие — с широким разворотом океанических исследований, прежде всего американских и советских. В последние годы очень большим вкладом в изучение океанов явилось глубоководное бурение с судна «Гломар Челленджер». Все большее значение приобретает сравнение «земных» материалов с данными изучения морфологии поверхности, состава и возраста пород, гравитационного и магнитного полей Луны, Марса, Венеры, изучение гравитационного поля Земли с ее искусственных спутников, в близкой перспективе вырисовывается возможность повторного измерения расстояния между континентами либо с помощью установленного на Луне лазера, либо путем изучения интерференции радиоволн от космических источников.

В целом можно констатировать, что еще никогда прежде за одно десятилетие (точнее за 10—15 лет) наша наука не получала столько новой, притом принципиально новой информации, сколько ее было получено с конца 50-х годов нашего века. Следует особо подчеркнуть, что эта информация была добыта в основном не «классическими» геологическими методами (картирование, бурение), а с помощью принципиально новых технических приемов, включая использование искусственных спутников Земли и космических кораблей.

Такой могучий поток новой информации не мог не повлечь за собой тот пересмотр укоренившихся было представлений в области теоретической геотектоники, который многими, начиная с Дж. Т. Вильсона, и в значительной мере справедливо расценивается как революция в геологической науке. Наиболее характерным явлением нового этапа развития геотектоники стало возрождение мобилизма в форме концепции, получившей название новой глобальной тектоники (Б. Изакс — Дж. Оливер — Л. Сайкс) или тектоники плит (В. Морган — З. Ле Пишон). Перечислим основные этапы становления этой концепции.

1. Появление идеи о том, что основные рифтовые зоны срединно-океанических хребтов соответствуют исходной трещине в континентальной коре, от которой симметрично, путем раздвигания в обе стороны, происходило расширение дна океанов (ocean floor spreading), новообразование океанической коры и ее распространение в стороны под влиянием расходящихся ветвей подкоровых течений (Dietz, 1961; Hess, 1962).

2. Открытие в зонах срединных хребтов системы интенсивных линейных параллельных знакопеременных магнитных аномалий, симметричных по отношению к осям хребтов, их интерпретация в качестве отражения расширения дна океанов и сопоставление с инверсиями магнитного поля в позднем плиоцене — плейстоцене (Vine, Matthews, 1963).

3. Выдвижение представления (Wilson, 1965) о новом типе разломов с горизонтальными смещениями — трансформных разломов (transform faults), пересекающих срединные хребты и прилегающие участки океанов. Подобно сдвигам (transcurrent faults) смещение по

этим разломам происходит вдоль вертикальных плоскостей, но в отличие от сдвигов оно направлено в том же крыле разрыва в разные стороны от оси хребта, а по одну и ту же сторону от оси хребта совпадает

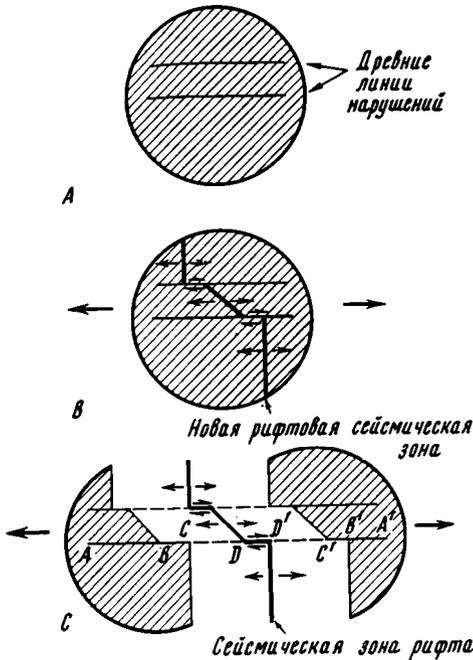


Рис. 1. Схема, поясняющая образование и развитие трансформных разломов (по П. Вогту, Е. Шнейдеру, Дж. Джонсону, 1969)

обобщающих статей (Heirtzler et al., 1968; Isaaks et al., 1968; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968 и др.), в которых новая концепция, подготовленная публикациями 1961—1967 гг. получила свое «крещение», развернутое изложение и обоснование.

С момента выхода в свет перечисленных работ началось небывало быстрое в истории нашей науки распространение новых идей, вскоре завоевавших на свою сторону подавляющее большинство геологов и геофизиков в США, Канаде и Великобритании и определенную часть французских исследователей (один из авторов гипотезы — З. Ле Пижон, французский геофизик). Этому успеху гипотезы не в малой степени способствовали первые результаты начавшегося в 1968 г. глубоководного бурения в океанах (см. ниже). Тем не менее большинство западноевропейских континентальных геологов заняло скорее выжидательную позицию. В нашей стране идеи неомобилизма получили поддержку прежде всего со стороны П. Н. Кропоткина (1961, 1967, 1970). Странником крупных горизонтальных смещений литосферы с начала 60-х годов является у нас А. В. Пейве (1960, 1963 и др.), но его концепция мобилизма отличается от взглядов приверженцев «новой глобальной тектоники». Резко отрицательное отношение к этим взглядам и их критику мы находим в работах Г. Д. Ажгирея (1971), В. В. Белоусова (1968, 1970), Ю. А. Косыгина (1969), И. В. Кирилловой и Б. А. Петрушевского (1972) и Ю. М. Шейнманна (1971). Некоторые крупные советские тектонисты пока не высказали своего мнения по этому вопросу.

Говоря о «новой глобальной тектонике» — «тектонике плит» как о чем-то новом, не следует забывать, что сходные в принципе представления, хотя и на существенно ином уровне фактических знаний, высказывались достаточно давно. С одной стороны, это известная гипотеза

по направлению, но отличается по скорости и амплитуде, перемещения (рис. 1).

4. Экстраполяция шкалы инверсий магнитного поля путем увязки ее с полосовыми аномалиями океанов на весь кайнозой и конец мела (80 млн. лет) и датировка таким способом всей гаммы аномалий, выявленных к тому времени в океанах (Heirtzler, Hayes, 1967).

5. Привлечение к выяснению характера напряжений в срединно-океанических хребтах данных о динамических параметрах очагов землетрясений (Sykes, 1967).

6. Формулировка геометрической схемы расширения океанического дна в рифтовых зонах срединных хребтов подчиненной определенным «полюсам расширения» (McKenzie, Parker, 1967).

7. И, наконец, публикация в 1968 г. в журнале «Journal of Geophysical Research» серии

Ф. Тейлора — А. Вегенера, сформулированная уже во втором десятилетии нашего века, но «носившаяся в воздухе» еще с XVII—XVIII вв. и с другой — гипотеза подкорковых течений, выдвинутая О. Амперером и Р. Швиннером в первой декаде нашего столетия и существенно развитая Д. Григгсом, Ф. Вейнинг-Мейнесом и особенно Э. Краусом. Синтезом этих двух гипотез и является по существу «новая глобальная тектоника». В трудах А. Холмса конца 20-х годов мы находим почти полное предвосхищение схемы расширения, «спрединга» океанического дна, предложенной Г. Хессом и Р. Дитцем в начале 60-х годов, но уже на основе открытия мировой системы срединно-океанических хребтов. А. В. Пейве (1963 и др.) был сформулирован принцип сопряженности сжатия и растяжения земной коры. В работах А. Н. Заварицкого (1946), Н. С. Шатского (1946) и Ю. М. Шейнманна (1968) подчеркнута связь развития геосинклиналей со сверхглубинными наклонными разломами («тектоноферы» Шейнманна) известными как зоны Бенъофа.

Несомненно, однако, что «новая глобальная тектоника» представляет качественно новую ступень в развитии идей мобилизма, в связи с чем эту систему взглядов следует называть уже неомобилизмом.

Каковы же основные положения «новой глобальной тектоники» (new global tectonics) или «тектоники плит» (plate tectonics)? Они могут быть кратко сведены к следующему.

1. Крупная и относительно жесткая литосфера, подстилаемая высокопластичной астеносферой, разделена на относительно небольшое (6—8) число крупных и некоторое число более мелких (например, в Средиземноморье) устойчивых плит, которые соприкасаются вдоль узких подвижных зон, совпадающих с осевыми рифтами срединно-океанических хребтов или с поперечными к ним трансформными разломами.

Наиболее наглядным выражением разделения литосферы на устойчивые плиты и промежуточные подвижные пояса является распределение очагов землетрясений, подавляющая масса которых сосредоточена в подвижных поясах (Barazangi, Dogman, 1969, рис. 2).

2. В подвижных зонах на границе плит происходят их относительные перемещения, которые могут выражаться либо в раздвиге, расхождении плит; либо, напротив, в их схождении, надвиге одной плиты на другую, наконец, сдвиге одной плиты по отношению к другой. Первое имеет место в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, второе — в орогенических зонах, развивающихся из геосинклиналей, третье — вдоль крупных трансформных разломов, например Азоро-Гибралтарского разлома на границе Европейской и Африканской плит. Самым убедительным подтверждением этого положения являются определения ориентировки напряжений в очагах землетрясений, систематизированные в работах Л. Р. Сайкса (Sykes, 1967, и др., рис. 3).

3. В осевых зонах срединно-океанических хребтов происходит подъем разогретого материала, образующего как бы мантийный диапир, приподнимающий кору, вторгающийся в нее и дающий на поверхности базальтовые излияния (рис. 4), а в нижних частях коры — внедрение габбро и серпентинизированных гипербазитов. Это доказывается резко повышенным тепловым потоком над указанными зонами, существованием в основании коры области с пониженными, против нормальных для верхов мантии, скоростями распространения продольных сейсмических волн (7,4—7,7 км/сек), проявлениями базальтового вулканизма, результатами драгирования на вершинах хребтов и в склонах рифтовых ущелий.

Эти первые три положения рассматриваемой гипотезы не вызывают сомнения, так как имеют достаточно прочную фактическую основу. Насколько иначе обстоит дело со следующими положениями, также составляющими важные элементы гипотезы.

4. Предполагается, что осевые зоны срединно-океанических хребтов испытывали последовательное расширение, а внедряющиеся в них все

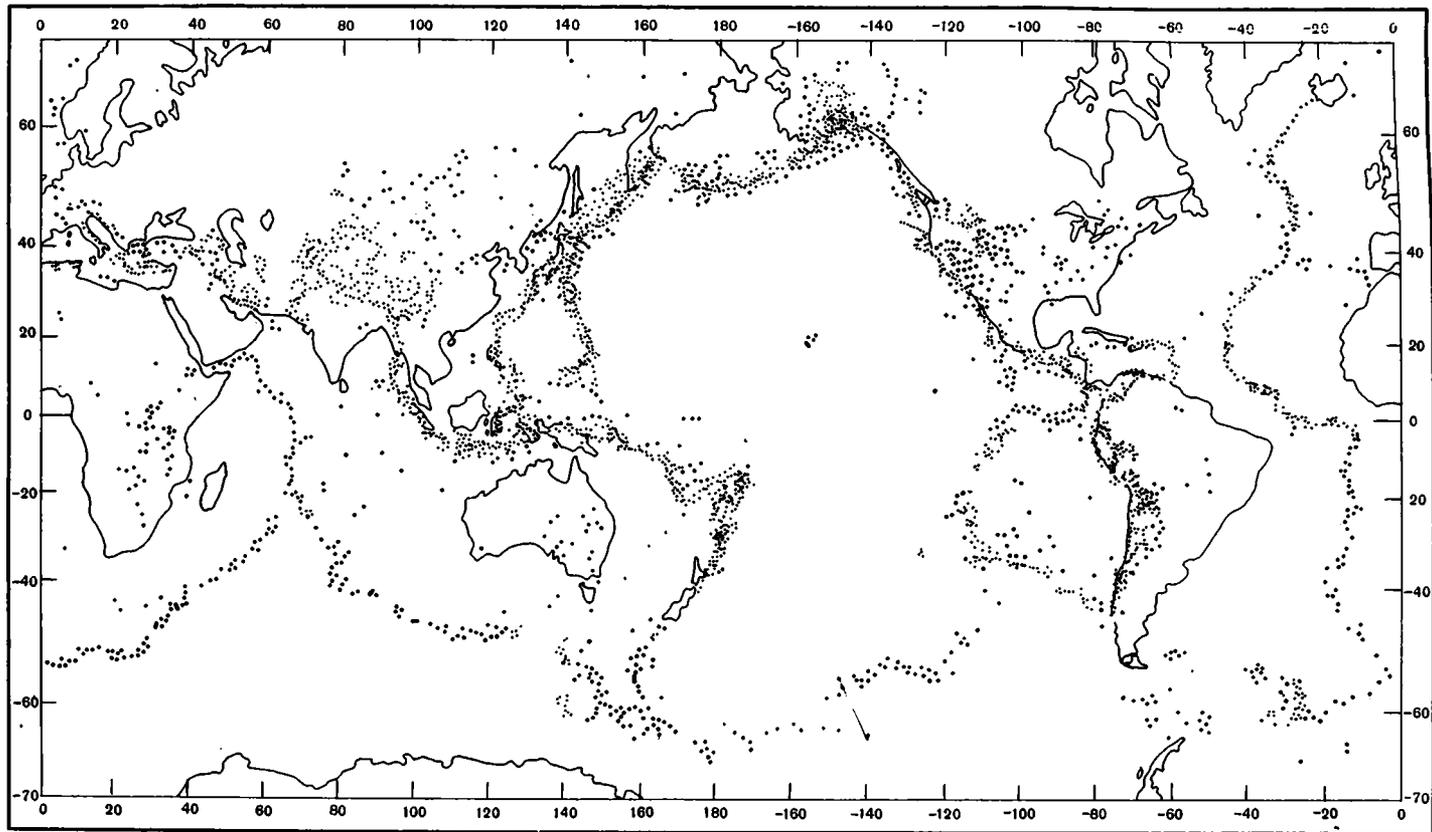


Рис. 2. Распределение всех эпицентров землетрясений за период 1961—1967 гг. (по М. Барзанги и Дж. Дорману, 1969)

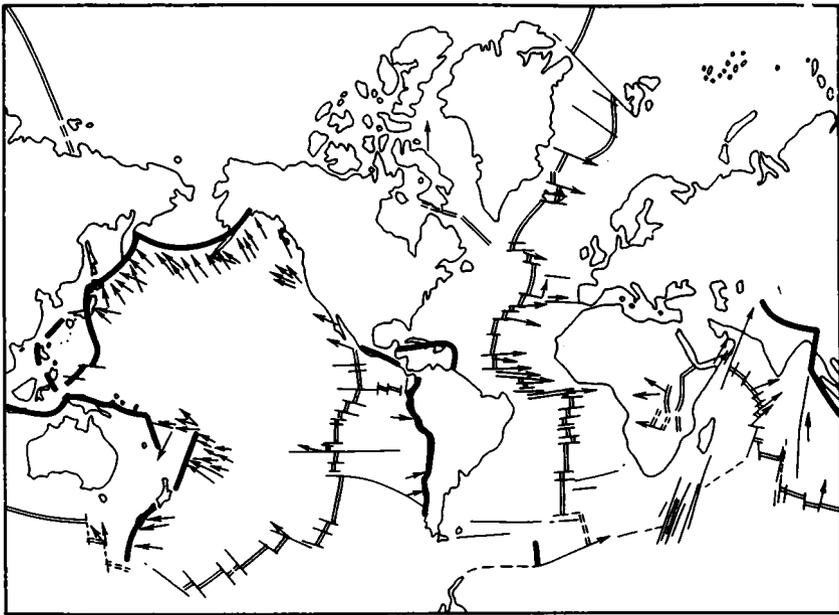


Рис. 3. Карта главнейших рифтов (двойная линия), трансформных разломов (тонкая линия) и дугообразных поднятий (толстая линия) Земли, показывающая «векторы скольжения» (по Б. Изаксу, Дж. Оливеру, Л. Сайксу)

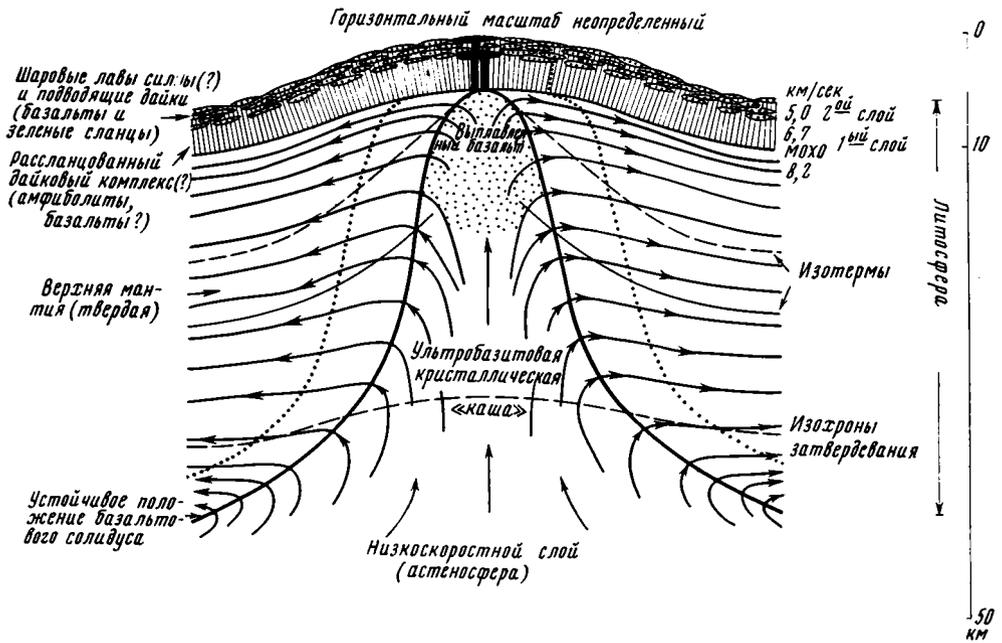


Рис. 4. Схематический разрез коры и верхней мантии под быстро расширяющимся сегментом Срединно-Атлантического хребта, основанный на гипотезе, что кора представлена дериватами базальта. Базальтовый ликвидус достигает основания коры, если перемещение достаточно быстрое (по П. Вогту, Е. Шнейдеру, Дж. Джонсону, 1969)

новые и новые порции базальтов попеременно намагничивались, то в направлении современного магнитного поля, то в обратном направлении в связи с периодическими инверсиями магнитного поля. Основным доказательством этого также служит картина симметричного распределения линейных магнитных аномалий и ее соответствие, по крайней мере для

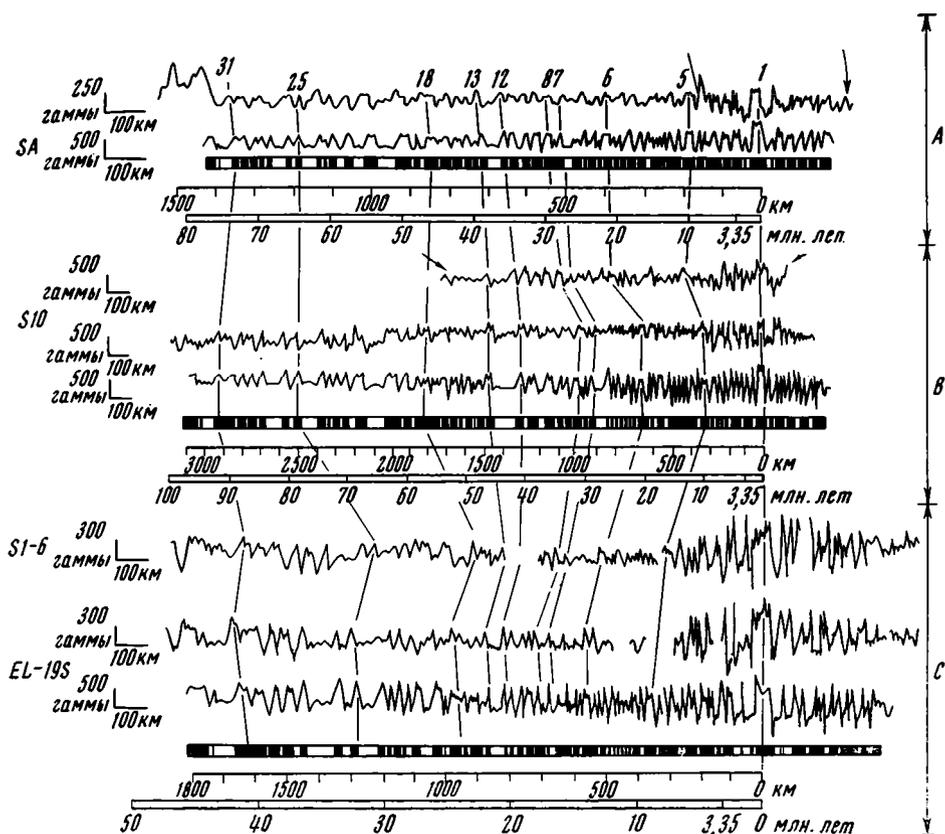


Рис. 5. Сравнение магнитных профилей через рифтовые зоны срединных хребтов и их сопоставление со шкалой инверсий магнитного поля (по Дж. Хейртцлеру и др., 1968) Верхний профиль SA через Южную Атлантику. Средний профиль SIO — через Южно-Индийский океан. Нижний профиль EL19S — через южную часть Тихого океана (та же площадь в профиле SI-6). Горизонтальный масштаб раздвижения меняется в зависимости от скорости расширения дна

последних четырех миллионов лет, шкале инверсий магнитного поля Земли (рис. 5). Серьезным дополнительным подтверждением справедливости корреляции линейных аномалий со шкалой инверсий, экстраполированной уже на основании самих аномалий на 80 млн. лет (шкала Хейртцлера), послужили первые результаты глубоководного бурения в океанах с судна «Гломар Челленджер». Бурением было установлено последовательное омоложение подошвы осадочного слоя от склонов срединных хребтов и вообще краевых зон океанов к осям хребтов и практически полное, за отдельными исключениями, совпадение возраста кровли базальтов второго слоя океанической коры (определяемого, однако, не прямо, а косвенно — по возрасту перекрывающих их осадков — это важное обстоятельство), предсказанному по шкале Хейртцлера возрасту проходящей в данном месте линейной аномалии (эти аномалии получили номера от 1 до 32, соответствующие доказанным или предполагаемым инверсиям магнитного поля).

Хотя эти факты несомненно производят большое впечатление, их истолкование в духе гипотезы Вайна — Мэтьюза не может быть (пока?)

признано единственно возможным. Во-первых, остается не вполне ясным, какой элемент океанической коры является конкретным возбудителем линейных аномалий. Данные бурения и непосредственные определения магнитной восприимчивости и ориентировки магнитного поля по образцам, добытым драгированием (Carmichael, 1970) показывают, что эти

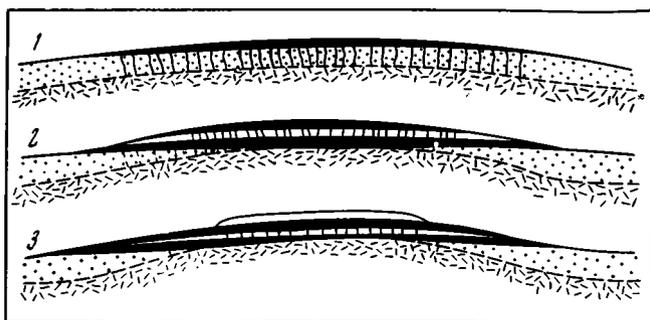


Рис. 6. Возможная модель строения Срединного хребта: 1—3 — стадии формирования хребта: черные и белые полосы — прямо и обратно намагниченные покровы базальтов; точки — исходная кора; беспорядочные черточки — метаморфический слой, постепенно распространяющийся вверх (по В. В. Белоусову, 1970)

знакопеременные аномалии создаются базальтами второго слоя, но ведь это не мегадайки, как следовало бы по гипотезе Вайна — Мэтьюза, а типичные покровы, которые, по крайней мере первично, не могли иметь правильное симметричное расположение на дне. Впрочем, дело упрощается, если считать их продуктами трещинных излияний (Vogt et al., 1969). Линейные ограничения покровов могли быть обусловлены сбросами, которые действительно рассекают параллельными линиями склоны срединно-океанических хребтов.

Т. Ван Анделом (van Andel, 1968) была предложена, а В. В. Белоусовым (1970) поддержана слоистая модель строения срединных хребтов, модель так называемой елочки, в которой допускается зубчатое переслаивание базальтов и осадков с постепенным замещением первых последними в направлении от оси хребта. Эта модель (рис. 6) не лишена правдоподобия, но опять же остается совершенно необъясненной причина идеально симметричного расположения покровов, их прямолинейного ограничения, параллельности границ на огромных расстояниях вдоль хребтов, удивительно закономерного и выдержанного на огромных пространствах сокращения ареалов вулканической деятельности. Из модели логически следует, что мы везде в океане присутствуем при полном завершении последней. Этот же роковой недостаток характерен и для схемы телескопического рифтообразования А. Е. Святловского (1971). Кроме того, обе схемы принимают обратную обычно наблюдаемой в природе последовательность развития грабенообразных впадин — от периферии к центру.

Существенно отличная модель строения срединных хребтов разработана Г. Б. Удинцевым (1970) на основании главным образом наблюдений в пределах Срединно-Индоеокеанского хребта. В модели Удинцева (рис. 7) осевая зона хребтов состоит из чередования, вкрест ее простирающихся, блоков, сложенных габброидами и серпентинизированными гипербазитами. Исследования Д. М. Печерского и Е. Г. Мирлина (1971) показали, что линейные аномалии, подобные наблюдаемым в срединных хребтах, могут создаваться как базальтами типа базальтов второго слоя, так и серпентинизированными перидотитами. Однако как объяснить аномалии под блоками габбро? Объяснение, предложенное

Г. Б. Удинцевым (1970), представляется слишком искусственным. К тому же закономерное изменение возраста аномалий от осей хребтов к их периферии требуют допущения столь же закономерной последовательности внедрения серпентинизированных гипербазитов с соответствующим расширением коры, что по существу возвращает нас к схеме Вайна — Мэтьюза с той разницей, что базальтовые внедрения заменяются перидотитовыми. Но существование во втором слое базальтовых покровов остается фактом и заставляет допустить также периодическое внедрение базальтовой магмы. Кроме того, выходы гипербазитов отсутствуют на значительных отрезках Восточно-Тихоокеанского и Африкано-Антарктического хребта.

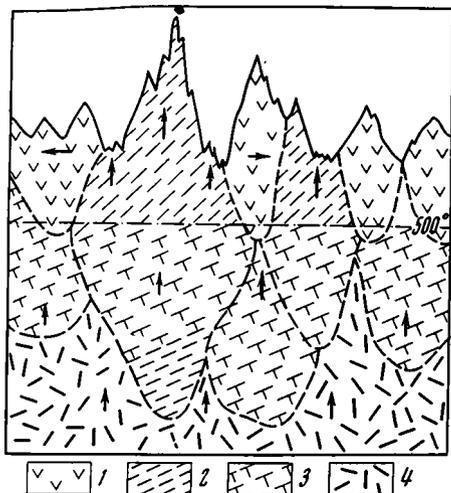


Рис. 7. Схематический разрез коры в рифтовой зоне: 1 — блоки коры океанического типа (габбро-базальтовые); 2 — блоки мантийного происхождения (перидотито-серпентинитовые); 3 — блоки мантийного вещества, разуплотненные и частично серпентинизированные перидотиты; 4 — вещество верхней мантии (пиролит). Пунктиром показано положение изотермы 500°. Стрелками показано направление движения масс веществ (по Г. Б. Удинцеву, 1970)

тов, что нельзя объяснить лишь увеличением мощности осадков. По Д. М. Печерскому и М. Озиму (Ozima, 1971), это обусловлено окислением минералов носителей магнитных свойств. Во-вторых, и это значительно важнее, по периферии Атлантического океана, а в Тихом океане даже в его центральной части обнаружено существование зон с заведомо океанической корой, но лишенных характерных интенсивных полосовых аномалий. Эти зоны получили название зон спокойного магнитного поля (quiet magnetic field). Чтобы объяснить существование таких зон с позиции гипотезы Вайна — Мэтьюза, приходится прибегнуть к предположению о том, что океаническая кора образовалась здесь в пермо-триасе, когда якобы не происходило инверсий магнитного поля Земли (Heirtzler, Hayes, 1967). Однако сейчас это предположение должно быть признано несостоятельным, ибо, во-первых, по данным Д. М. Печерского (1970) для Северо-Востока СССР, в перми и триасе отмечается несколько, хотя и довольно продолжительных эпох таких инверсий. Во-вторых, к зонам спокойного магнитного поля на разных участках Атлантического и Северного Ледовитого океанов примыкают разноименные и, следовательно, вероятно, разновозрастные линейные аномалии (А. М. Карасик, устное сообщение). В последнее время существование подобных зон установлено и в центральной части Тихого

Словом, несмотря на все трудности и сомнения, приходится констатировать, что гипотеза Вайна — Мэтьюза, как недавно справедливо отметил А. М. Карасик (1971), дает пока наиболее удачное толкование столь закономерной особенности океанического ложа, какую представляют собой его полосовые магнитные аномалии. Надо полагать, что покровное строение второго слоя сочетается с блоковым строением первого слоя таким образом, что распространение покровов ограничивается теми же разрывами, которые делят на блоки первый слой, возможно, в результате вторичных подвижек по этим разломам, но скорее всего первично (трещинные излияния, одновременные с подвижками по разломам).

С магнитными аномалиями океанов связаны еще два вопроса. Во-первых, эти аномалии очень быстро ослабевают на склонах хребтов,

С магнитными аномалиями океанов связаны еще два вопроса. Во-первых, эти аномалии очень быстро ослабевают на склонах хребтов,

океана, о чем докладывалось на XV Генеральной ассамблее МГГС. Поэтому, возможно, справедливо мнение, что расширение Атлантики ограничивалось областью линейных аномалий.

5. Следующим важным положением гипотезы «тектоники плит» является выдвинутое Д. Маккензи (McKenzie, Parker, 1967), У. Морганом и З. Ле Пишоном представление о том, что относительные раздвиговые перемещения плит осуществлялись вдоль рифтовых зон срединно-океанической коры, исходя из определенных полюсов расширения океанической коры, общих для двух смежных плит, но не совпадающих с полюсами вращения Земли. Соответственно скорость раздвига закономерно возрастает от полюса вращения плит к соответствующему экватору, а трансформные разломы, к которым приурочиваются скачкообразные изменения скорости раздвига, оказываются параллельными экватору, т. е. совпадающими с широтами, проведенными на фигуре Земли, исходя из полюсов вращения плит (рис. 8). На практике положение полюса определяется по положению трансформных разломов. С установлением полюса вращения плит появляется возможность предсказать скорость их относительного перемещения в разных пунктах, что и было сделано в работах З. Ле Пишона и в ряде случаев совпало с позднее полученными данными сейсмологии и изучения магнитных аномалий.

Эти геометрические построения привлекают своим изяществом и совпадением с фактическими данными, но, с другой стороны,стораживают некоторых своей простотой. Остается непонятным основное, чем определяется само положение полюсов вращения плит и изменение этого положения во времени?

6. Еще более важным элементом «новой глобальной тектоники» является положение о компенсации растяжения в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и расширения океанического дна сжатием в области глубоководных желобов. Глубоководные желоба и прилегающие к ним окраины континентов, или островные дуги рассматриваются как зоны поглощения, «всасывания» (subduction), возникшей первоначально в срединных хребтах океанической коры, зоны погружения ее под континентальную кору вдоль наклонных фокальных поверхностей глубокофокусных землетрясений — так называемых зон Беньофа (рис. 9). Как уже отмечалось выше, основным подтверждением этого механизма служит определение ориентировки напряжений в очагах землетрясений.

Существование и сопряженность в литосфере глобальных зон растяжения и сжатия, подтверждаемые сейсмологией и исторической геологией, сами по себе возражений не должны вызывать, но конкретная картина распределения этих зон и некоторые существенные детали предполагаемого механизма всасывания нуждаются в пояснении. Если в Тихом океане расширение дна в полосе Восточно-Тихоокеанского хребта ком-

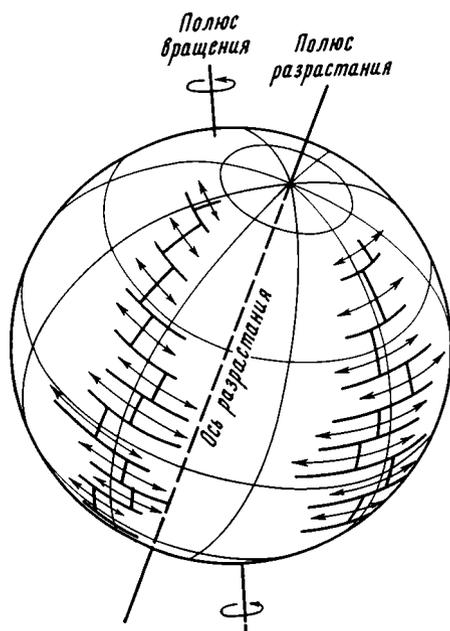


Рис. 8. Движение жестких плит по сфере вокруг «оси разрастания» вдоль параллелей, перпендикулярных к ней. Скорость разрастания самая низкая у полюса разрастания, самая высокая на расстоянии  $90^\circ$  от него (по Э. Булларду, 1971)

пенсруется «всасыванием» вдоль периферических желобов, то в остальных океанах, кроме участков Атлантики, примыкающих к Антильской и Южно-Сандвичевой дугам и участкам Индийского океана, примыкающего к Зондским островам, соответствующих зон не имеется. Расширение коры в этих океанах должно было компенсироваться отодвиганием обрамляющих их континентов, но Африке и Антарктиде практически некуда отодвигаться, ибо они со всех сторон окружены зонами раздвигов

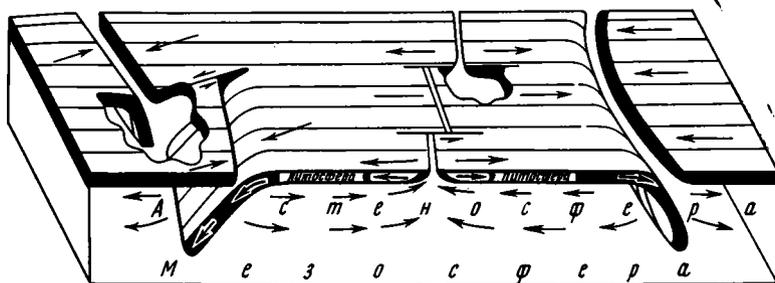


Рис. 9. Блок-диаграмма, схематически иллюстрирующая движение в литосфере, астеносфере и мезосфере (по Б. Изаку, Дж. Оливеру, Л. Сайксу, 1968)

(Африка может двигаться лишь к северу, и это перемещение подтверждается существованием зон Беньофа в Средиземном море в районе Сицилии и Крита — Caruto et al., 1969). Поэтому расширение Атлантики должно идти целиком за счет смещения обеих Америк, Индийского океана — за счет Австралии, а Индонезия должна подвергаться двухстороннему сжатию и т. д. Из этого следует, в частности, что как Срединно-Атлантический, так и Срединно-Индоеокеанский хребет, т. е. оси расширения Атлантики и Индийского океана сами должны отодвигаться от Африки на половину величины общего расширения этих океанов. То же относится к Африкано-Антарктическому и Австрало-Антарктическому хребтам. Это заставляет предполагать, что под движущимися в разные стороны в океанах конвейерами океанической литосферы должен существовать более глубокий конвейер, по которому литосфера вместе с астеносферой могла бы перемещаться центробежно по отношению к Африке, Антарктиде и Атлантическому океану.

Наряду с этой основной проблемой возникают и некоторые другие, относительно второстепенные. На внешних, обращенных к океану склонах глубоководных желобов наблюдаются следы растяжения, а в самих желобах, в частности в Атакамском желобе (Lister, 1971), осадки не несут признаков деформации, что как будто противоречит взгляду на желоба как на структуры сжатия. Но, с другой стороны, имеются противоположные сведения. Любопытно также наличие краевых валов на границе желобов и океанического ложа, причем кроме основного вала местами отмечаются дополнительные, все более слабо выраженные; эти валы могут рассматриваться как отражение сжатия на периферии желобов (Сузюмов, 1971; Белоусов и др., 1971). Интересно, наконец, что некоторые желоба (Кермадек) или их участки (Атакамский — северная часть, Южно-Сандвичев<sup>1</sup>) совершенно лишены осадков, в связи с чем можно предполагать, что эти осадки здесь полностью уничтожены «всасыванием»<sup>2</sup>.

7. Последним из краеугольных положений «новой глобальной тектоники» является представление об определяющей роли подкоровых конвекционных течений в механизме ее действия. Предполагается, что океа-

<sup>1</sup> Устное сообщение Т. И. Фроловой.

<sup>2</sup> Другим объяснением может быть недостаточное поступление обломочного материала с суши.

нические рифты находятся под восходящими ветвями подкоровых течений, а глубоководные желоба — над нисходящими, с чем и связано наблюдаемое в их пределах «всасывание». Эта концепция в значительной степени остается умозрительной. Она не может быть пока подтверждена прямыми наблюдениями. Косвенными подтверждениями служит распределение теплового потока на поверхности Земли с максимумами в рифтовых зонах срединных хребтов и минимумами в зонах глубоководных желобов, а также определенная наблюдениями со спутников фигура геоида, т. е. картина распределения планетарных гравитационных аномалий.

Гипотеза конвекционных течений в мантии и ее конкретное применение к объяснению предполагаемых «новой глобальной тектоники» смещений литосферы наталкивается на ряд трудностей. Препятствиями для существования таких течений являются, во-первых, разделение мантии в вертикальном разрезе на слои разной плотности и вязкости, разного минерального и, возможно, химического состава (особенно очень вероятные фазовые переходы в слое Голицына). Во-вторых, высокая вязкость нижней мантии, правда, оценки последней в настоящее время пересматриваются в сторону понижения. Между тем, чтобы получить конвекционные ячей с горизонтальными размерами в несколько тысяч километров, конвекция должна охватывать мантию в целом.

Возникают и другие сомнения. Так, в некоторых районах мирового океана, в особенности в центральной части Тихого океана, расстояние между осью срединного хребта, где предположительно происходит новообразование океанической коры и ближайшей к западу системой глубоководных желобов, где должно иметь место ее поглощение, очень велико, местами до 5—6 тыс. км. На таком расстоянии горизонтальный температурный градиент в мантии оказывается столь небольшим, что возникают серьезные сомнения в том, может ли он поддерживать существование однонаправленного подкорового течения. Но если такие течения и существуют, то могут ли они создать усилия, достаточные для смещения литосферы. Некоторые геофизики, в частности Е. В. Артюшков (доклад на XV ассамблее МГГС, 1971), высказываются в этом отношении определенно отрицательно.

Если отказаться от конвекционных течений в мантии, то другой возможной причиной смещения литосферы в стороны от осей срединно-океанических хребтов может быть действие силы тяжести, и отдельные геологи (Vermelen, 1965) и геофизики, например А. Л. Хейлс (Hales, 1969), придают основное значение этому фактору. Однако большинство исследователей, включая, например Е. В. Артюшкова и С. К. Ранкорна, находят что гравитационный механизм в данном случае не может быть достаточно эффективным; некоторые геофизики признают за гравитацией определенную роль, но считают ее подсобной, что, вероятно, справедливо.

В итоге обсуждения проблемы конвекционных течений на XV Генеральной ассамблее МГГС летом 1971 г. в Москве выяснилось, что подавляющее большинство геофизиков — сторонников «новой глобальной тектоники» (С. К. Ранкорн, Д. Маккензи и др.) рассматривают конвекционные течения в мантии как наиболее вероятную движущую силу предполагаемого расширения дна океанов и сопутствующих ему явлений. Вместе с тем идет настоятельная поиски в рамках этой концепции вариантов, позволяющих преодолеть отмеченные выше трудности, а также объективных доказательств существования таких течений.

Мы рассмотрели главные положения гипотезы «новой глобальной тектоники» или «тектоники плит» и попытались оценить степень их аргументированности. Из семи основных пунктов три первых: разделение литосферы на устойчивые плиты и линейные подвижные пояса, характер относительных перемещений плит вдоль разграничивающих их подвижных зон, особенности глубинного строения и динамики осевых зон

срединно-океанических хребтов и в основном пункт шестой — сопряженность растяжения и сжатия литосферы могут считаться, на мой взгляд, достаточно доказанными. Определенные неясности и сомнения вызывают пункты четвертый и пятый, хотя в целом и представление о расширении океанического дна в зонах срединно-океанических хребтов и, в несколько меньшей степени, предполагаемые геометрические соотношения движущихся плит кажутся достаточно правдоподобными.

Наибольшие сложности возникают в связи с предполагаемым механизмом горизонтальных смещений литосферы, с концепцией конвекционных течений в мантии, но временное отсутствие удовлетворительной теории адекватного механизма не может служить основанием для отказа от гипотезы «новой глобальной тектоники» в целом, подобно тому как неясность природы гравитационных сил не мешает признанию их фундаментального значения в общей картине мироздания.

При этом чрезвычайно существенно, что одно из важнейших положений «новой глобальной тектоники» — концепция расширения дна океанов находит свое независимое подтверждение в ряде геофизических и геологических данных. К ним относятся прежде всего данные палеомагнетизма, которые собственно и привели в конце 50-х годов к возрождению идей мобилизма. Накапливающийся во все большем объеме материал по остаточному магнетизму пород разного возраста и с разных континентов не только не опроверг, но, напротив, подтвердил полученные еще на первой стадии исследований выводы о том, что и положение магнитных полюсов (а стало быть и географических полюсов Земли), и относительное положение глыб континентальной коры менялось в течение ее геологической истории (Creer, 1970). Все попытки опровергнуть эти выводы и найти какое-то другое объяснение полученным данным, исходя, например, из представления о том, что магнитное поле геологического прошлого не было полем осевого диполя оказались, по мнению подавляющего большинства специалистов, в том числе советских (Петрова, Храмов, 1970), неубедительными. С позиций неоседипольного поля практически невозможно объяснить, в частности, явление периодических инверсий магнитного поля Земли.

Достаточно хорошее соответствие палеотектонических реконструкций, полученных на основе палеомагнитных данных, с одной стороны, данных сопоставления линейных магнитных аномалий океанов со шкалой инверсий магнитного поля — с другой, и чисто геологических, в том числе палеонтологических и геоморфологических данных — с третьей, говорит само за себя, хотя отдельные неувязки и существуют. Не случайно, что все эти данные вполне согласованно указывают на приуроченность начала «раскрытия» Атлантики к началу мезозоя (около 180 млн. лет до н. э.), как это было предсказано еще А. Вегенером. Существенно также что палеомагнитные реконструкции положения широт древних геологических эпох (в частности, на территории СССР) находятся в хорошем соответствии с реконструкциями, произведенными на основе литологических и палеонтологических индикаторов, в том числе задолго до начала применения палеомагнитного метода (Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, Ю. М. Шейнманн, А. Б. Ронов и В. Е. Хаин). Следует лишь обязательно иметь в виду, что палеомагнитные реконструкции достаточно надежны лишь для платформенных территорий, в то время как в орогенных поясах они нередко дают весьма противоречивые результаты. Это вызвано, очевидно, перемагничиванием пород в процессе их термального и динамического метаморфизма. Неучет этого обстоятельства привел некоторых исследователей (De Boer, 1965) к поспешным выводам относительно грандиозных, на многие тысячи километров горизонтальных перемещений вдоль Тетиса (пересмотр этих выводов на основе новых данных см. в работе Zijdeveld et al., 1970). Это в свою очередь дало повод для критики палеомагнитных реконструкций вообще наряду с противоречи-

востью определений положения полюсов по недостаточно хорошо датированным или датированным в слишком широком стратиграфическом диапазоне (последнее относится в особенности к докембрию) образцам горных пород (Резанов, 1969). В целом, однако, данные палеомагнетизма составляют один из наиболее сильных аргументов в пользу мобилизма, ибо практически не поддаются иному толкованию.

Современный мобилизм взял на вооружение также весь арсенал доказательств перемещения континентов, доставшихся ему в наследство от классической гипотезы Тейлора — Вегенера — Дю Тойта, существенно расширив и улучшив при этом (что очень важно) соответствующую аргументацию.

К этим доказательствам относится прежде всего существование глубоких различий между составом континентальной (в основном сиалической) и океанической (в основном симатической) коры. Гениально угаданные А. Вегенером эти различия не только полностью подтвердились, но, что очень важно подчеркнуть, границы между областями развития континентальной и океанической коры везде оказались очень резкими и нигде пока не обнаружено участков переходного строения, за исключением молодых островных дуг.

Второй классический аргумент мобилизма, использованный еще Ф. Бэконом и аббатом Пласе в XVIII веке, — сходство очертаний континентов, разделенных ныне Атлантическим океаном. Проверка значимости этого аргумента, предпринятая Э. Буллардом с сотрудниками (Bullard et al., 1965), с той существенной поправкой, что сопоставлялись контуры не современных береговых линий, а изобаты 500 фатомов (1000 м), проходящей вдоль материкового склона, т. е. ближе к истинной границе континента и океана, показали его полную весомость (рис. 10). Даже некоторые перекрытия, обнаруженные в районе Багамского архипелага и дельты Нигера, получили в дальнейшем свое рациональное объяснение (первое — в образовании Багам на океанической коре, второе — в возникновении дельты Нигера после отделения Америки от Африки), и только место Мексиканско-Карибского и Западно-Средиземноморского бассейнов в этих реконструкциях продолжает обсуждаться и требует дополнительных допущений.

Сопоставление по аналогичной методике, причем с применением ЭВМ, контуров Австралии и Восточной Антарктиды, предпринятое недавно (Sproll, Dietz, 1969; Smith, Hallam, 1970), также дало вполне удовлетворительные результаты. Следует, однако, отметить, что само по себе подобное сходство очертаний континентальных блоков еще не может служить решающим доказательством их бывшего соединения. Во-первых, вполне допустимо думать, что параллельность контуров континентальных глыб может быть обусловлена просто параллельностью разломов, по которым произошло опускание промежуточной области, как это наблюдается, например, в области Восточно-Африканских рифтов (Милановский, устное сообщение). Однако, чем сложнее конфигурация континентов и чем больше современное расстояние между ними, тем меньше вероятность подобного параллелизма. Во-вторых, в некоторых случаях разные варианты совмещения континентальных блоков оказываются более или менее одинаково удовлетворительными. Это относится, в частности, к району современного Индийского океана, к контурам реконструкции первичного соединения Африки, Мадагаскара и Австралии. В других случаях, однако, такого выбора вариантов не существует.

Третья, идущая еще от Вегенера линия доказательств бывшего соединения в единый континентальный массив ныне разобщенных континентов состоит в большом сходстве их геологического строения и истории, что относится в особенности к континентам гондванской группы. Этот аргумент значительно усиливается сходством позднемезозойской и раннемезозойской наземной фауны и флоры для этих континентов и одно-

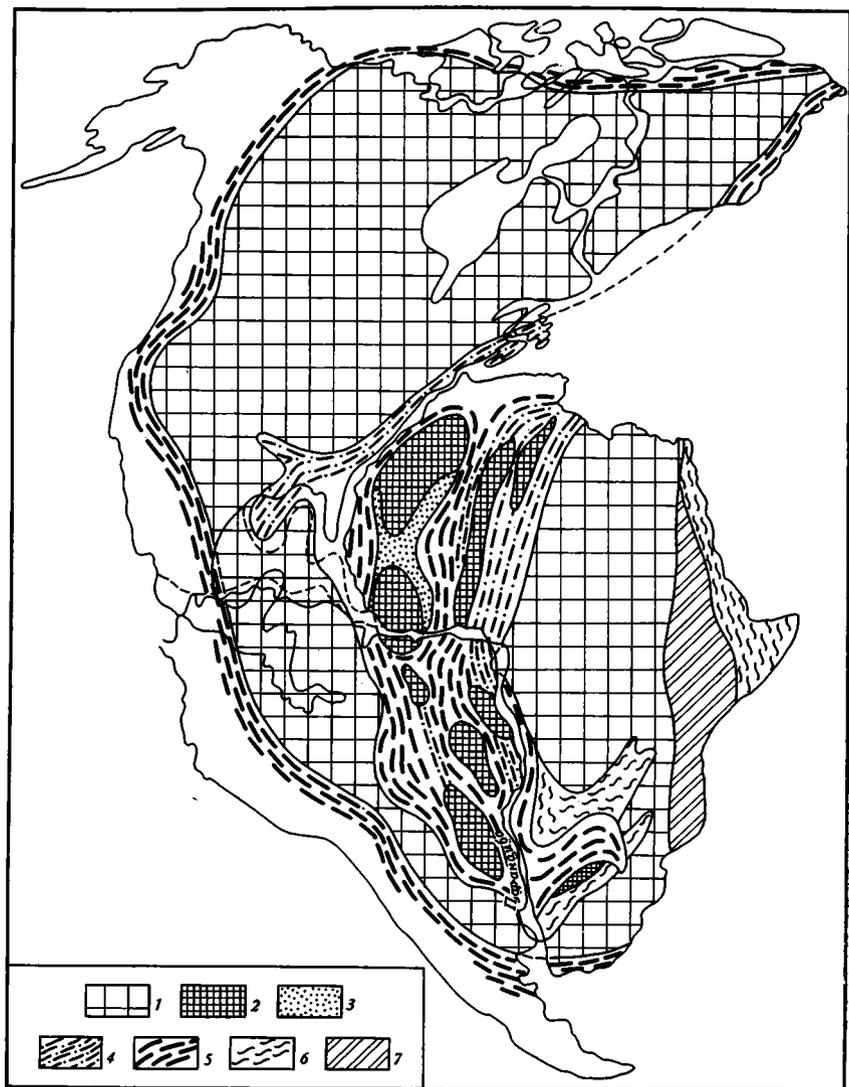


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция материков обрамления Атлантического океана для конца докембрия (основа по Э. Булларду, 1971; структура по В. Е. Хаину, Д. В. Синельникову)

Устойчивые площади: 1 — щиты; 2 — срединные массивы, 3 — впадины (синеклизы) в пределах массивов и щитов. Геосинклинальные пояса: 4 — эвгеосинклинали; 5 — миогеосинклинали, 6 — орогены, 7 — передовые и межгорные прогибы, 8 — полоса активизации

временным охватом их позднепалеозойским оледенением. Открытие в Антарктиде представителей фауны амфибий и рептилий, характерной для Южной Америки и Южной Африки, типично гондванской флоры, очень близкой, в частности, к флоре Индостана, отчетливых следов позднепалеозойского оледенения существенно дополнило общую картину сходства и общности истории гондванских континентов и подтвердило их былое единство. К этому надо добавить обнаружение тождественной фауны пресноводных остракод в прибрежных нижнемеловых бассейнах Южной Америки и побережья Гвинейского залива. Двумя принципиально новыми элементами, расширившими эту категорию доказательств бывшего соединения континентов, ныне разделенных Атлантикой, явилось установление хорошей согласованности внутренней структуры их докембрий-

ского фундамента (рис. 10) и открытие вдоль обеих окраин океана, от Ньюфаундленда до Бразилии и от Португалии до Анголы, залежей эвапоритов пермско-нижнемелового возраста. Эти эвапориты вряд ли можно считать отложениями прибрежных лагун, а скорее осадками той начальной стадии развития Атлантики, которая могла напоминать миоценовую стадию истории Красного моря (Pautot et al., 1970).

Кстати сказать, возможность наметить почти непрерывный эволюционный ряд рифтогенных структур, начиная с грабенов Восточной Африки, Рейнского и Байкальского с минимальным размером растяжения и еще не нарушенной целостностью, но уже с утонением континентальной коры через грабены Афара, Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов с замещением континентальной коры океанической в их осевой части, далее через впадины типа Баффинова залива и Лабрадорского моря с достаточно развитой океанической корой и в последнем примере с срединным рифтом и вплоть до настоящих океанов также служит серьезным, хотя и косвенным аргументом в пользу концепции мобилизма и расширения океанического дна в частности.

Разумеется, значение отдельных фактов, входящих в группу геологических доказательств мобилизма, неодинаково и некоторые из них могут быть интерпретированы и в другом смысле. Так, сходство наземных флор и фаун может быть объяснено и с помощью гипотезы «континентальных мостов» или существования на месте будущих океанов сплошной континентальной коры, испытавшей затем погружение и океанизацию. Значительно труднее таким же образом объяснить распространение позднепалеозойского оледенения, ибо куда бы ни поместить полюс этого времени, область оледенения неизбежно достигает экватора. Чтобы выйти из этого положения, можно считать все оледенение Австралии и Индостана горным или предположить асинхронность оледенения отдельных континентов гондванской группы с соответствующими перемещениями полюса.

Недавно американские геологи А. Мейергоф и К. Тайхерт (Meyerhoff, Teichert, 1971) подвергли серьезной критике представления о существовании единой Гондваны. По их мнению, одновременное оледенение столь обширной территории невозможно вследствие нехватки влаги в центральных частях подобного суперконтинента. Ранее подобные же сомнения были высказаны советским ученым Г. П. Леоновым (1964). А. Мейергоф и К. Тайхерт считают, что предположение о развитии в пределах позднепалеозойской Гондваны крупных эпиконтинентальных морских бассейнов недостаточно для объяснения формирования столь значительных покровных ледников. Однако Дж. Кроуэлл и Л. Фрэйкс, которым принадлежат новейшие детальные палеогеографические реконструкции позднепалеозойской Гондваны и ее оледенения (Crowell, Frakes, 1970, и др.) отмечают смещение ледников во времени, согласующееся со смещением полюсов по палеомагнитным данным.

В двух предыдущих работах А. Мейергоф (Meyerhoff, 1970<sub>1</sub>, 2) весьма обстоятельно разобрал геологические доказательства миграции полюсов и изменений в положении климатических зон и относительном расположении континентов. Общий вывод этого исследователя состоит в том, что распространение ископаемых животных, растений и различных минералов-индикаторов климата не дает основания предполагать ни миграцию полюсов, ни дрейф материков. Изменения в ширине климатических зон, в распространении организмов и минералов-индикаторов климата могут быть удовлетворительно объяснены изменениями в рельефе Земли, в особенности образованием или исчезновением порогов между Атлантическим и Тихим океаном, с одной стороны, и Северным Ледовитым океаном — с другой. В частности, это дает, по мнению А. Мейергофа, ключ к пониманию условий образования эвапоритов в высоких широтах северного полушария; эвапоритам специально посвящена вторая из цитируемых работ А. Мейергофа. Следует отметить, что рассуждения

этого исследователя о причинах изменения границ климатических зон были также предвосхищены работами Г. П. Леонова (1964) и отчасти К. Брукса (1952).

Отрицая существование Гондваны и изменения в положении полюсов Земли, Г. П. Леонов и А. Мейергоф становятся на позиции крайнего фиксизма и вынуждены полностью отбрасывать материалы исследований палеомагнетизма и данные по сопоставлению докембрийских структур.

Рассматривая в целом сумму собственно геологических аргументов, приводимых в обоснование мобилистских реконструкций, следует, очевидно, заключить, что отдельные из этих аргументов могут быть истолкованы и с противоположных, фиксистских позиций, но совокупность фактов все же достаточно определенно перетягивает чашу весов в пользу мобилизма, хотя дополнительная проверка многих из этих фактов и необходима.

Гипотезу «новой глобальной тектоники» — «тектоники плит» нередко упрекают в том, что она опирается почти исключительно на данные (при этом геофизические) исследования океанов и игнорирует материалы по геологии континентов. Этот упрек можно было бы считать в какой-то мере справедливым (но все равно не вполне, учитывая приведенную выше геологическую аргументацию), только, если придерживаться мнения будто современные континенты не проходили в своем развитии океанической стадии развития. Такое мнение действительно одно время было господствующим, ибо даже геосинклинальные отложения рассматривались как мелководные. Однако в последние годы в связи с получением первых достоверных данных об океанических осадках и строении океанической коры исследователи все более определенно стали указывать на существование разительного сходства разрезов океанической коры и офиолитовых и покрывающих их формаций внутренних зон геосинклинальных областей — эвгеосинклиналей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Coleman, 1971; Dickinson, 1971, и др.). Установление этого факта привело к пересмотру учения о геосинклиналях с целью приведения его в соответствие с идеями новой глобальной тектоники. Наиболее интересные работы этого направления принадлежат Дж. Ф. Дьюи и Дж. М. Бёрду (Dewey, 1969; Dewey, Bird, 1970<sup>1, 2</sup>; Bird, Dewey, 1970), а также некоторым другим исследователям (Dickinson, 1971; Dietz, Holden, 1965; Mitchell, Reading, 1970).

Рассмотрим основные положения этого неомобилистского варианта теории геосинклиналей.

1. Геосинклинали образуются в результате растяжения, раздвига континентальной коры и их возникновение сопровождается новообразованием океанической коры. Этот тезис доказывается сходством разреза коры эвгеосинклиналей, а также их офиолитовых поясов и современных океанов. В современных океанах атлантического типа эвгеосинклиналям соответствуют области континентального подножья и континентального склона, миеосинклиналям — область шельфа, что было отмечено Ч. Дрейком и его коллегами еще в 1959 г. (Drake et al., 1959).

2. Дальнейшее развитие геосинклиналей происходит уже в обстановке сопряженного растяжения — сжатия, с образованием на контакте океанической и континентальной коры сверхглубинных надвигов — зон Беньофа, вдоль которых океаническая кора уходит под континентальную и «поглощается» верхней мантией. Зоны Беньофа проявляются на поверхности глубоководными желобами и нередко сопровождаются в тылу островными дугами с андезитовым вулканизмом — продуктом переплавления океанической коры и гранитоидным плутонизмом.

Разрыв островных дуг дает материал для образования флишевой формации. Современные зоны Беньофа документируются данными сейсмологии. Древние зоны намечаются по офиолитовым поясам и зонам метаморфизма высокого давления и низкой температуры (фашия глаукофа-

ловых сланцев), которые со стороны континента сменяются метаморфическими зонами низкого давления и высокой температуры (тип Барроу — Miyashiro, 1961).

3. Следующая стадия развития геосинклинальной системы характеризуется уже общим преобладанием сжатия с развитием интенсивной складчатости, надвигов, шарьяжей, формированием горного сооружения и накоплением моласс в сопровождающих его прогибах. Зоны с океанической корой при этом, как правило, ликвидируются, но иногда, вероятно, образуются в тылу складчатых горных сооружений, примером чего могут служить окраинные моря западной периферии Тихого океана (Karrig, 1971).

При интенсивном сжатии пространства с океанической корой последняя нередко надвигается на край континентальной коры, оказываясь в основании шарьяжей и подстилаясь «голубыми сланцами» низкого давления — высокой температуры (obduction в противоположность subduction — Coleman, 1971).

Изложенная схема развития геосинклиналией представляется в общих чертах вполне приемлемой. По существу она продолжает (и существенно углубляет) ту актуалистическую линию их трактовки, которую можно было обнаружить во многих более ранних работах (начиная с Моленграафа — сравнение с современной Индонезией). Поэтому нет оснований считать, что с появлением «новой глобальной тектоники» теорию геосинклиналией следует признать устаревшей и, что, в частности, надо отказаться от идеи стадийности развития геосинклиналией (Coney, 1970; Laubscher, 1969; отчасти Dickinson, 1971). Однако по крайней мере две существенные поправки в традиционное понимание геосинклиналией следует внести. Во-первых, выясняется, что развитие геосинклиналией и их превращение в складчатые горные сооружения — эпигеосинклинальные орогены определяется не только и даже, возможно, не столько глубинными процессами в самой геосинклинали — ее «созреванием», сколько изменением динамической обстановки в пределах всей окружающей литосферы (смена растяжения сжатием); точнее, можно, видимо, сказать, что орогенез наступает тогда, когда подготовленная к нему, ослабленная предшествующим растяжением зона оказывается в условиях господства сжимающих напряжений, например в связи с возникновением в относительной близости области более активного растяжения.

Во-вторых, необходимо отказаться от слишком прямолинейного представления о связи интенсивности деформаций с мощностью отложений. Многочисленные примеры (сравним хотя бы Сахарский Атлас и Тель) показывают, что непосредственной функциональной связи между этими двумя явлениями (оговоримся, что речь идет только об альпийских деформациях, связанных с тангенциальными напряжениями), не существует. Связь мощностей и деформаций осуществляется через растяжения — чем больше масштаб растяжения (но до известного предела), тем больше погружение и накопление осадков и лав, и тем благоприятнее условия для последующего сжатия и развития тангенциальных деформаций.

Кроме того, в обновленной теории геосинклиналией ряд пунктов требует уточнения. Существование всей гаммы переходов между геосинклиналиями и интракратонными подвижными зонами (авлакогены и подобные им структуры), отсутствие или очень слабое развитие офиолитовых зон в некоторых геосинклинальных складчатых системах (герциниды Центральной и Западной Европы, Кавказ, Карпаты, Балканиды, Пиренеи, Тель в альпийском поясе, Верхояно-Колымская система и некоторые другие) показывают, что геосинклинали не обязательно возникают на океанической коре; достаточно, видимо, утонения континентальной коры, хотя масштаб процесса в этом случае оказывается более скромным. Далее, если даже офиолитовые зоны и имеют достаточно

интенсивное развитие, это еще не обязательно свидетельствует о существовании на месте геосинклинали настоящего океана, как предполагается, например, А. В. Пейве (1969) для Тетиса или У. Гамильтоном (Hamilton, 1971) для Урала и Западной Сибири<sup>1</sup>. В большинстве случаев геосинклиналям отвечали, вероятно, системы окраинных или внутренних морей — «микроокеанов» и островных дуг типа современной Индонезии; срединные массивы могут быть уподоблены современным «микроконтинентам». Теперь уже в ряде регионов (Соломоново море, море Скоша) в таких морях установлены свои небольшие по масштабу оси растяжения и новообразования океанической коры. Неясным пока остается соотношение между срединно-океаническими (точнее, в большинстве случаев «микроокеаническими») хребтами и островными дугами — геоантиклиналями с андезитовым вулканизмом и гранитоидным плутонизмом — думается, что вторые не возникают непосредственно из первых, а скорее происходит их слияние в процессе общего сжатия в период орогенеза. Неясно и происхождение амагматических поднятий — миогеоантиклиналей, а также причины миграции геоантиклиналей вообще.

Несмотря на эти и некоторые другие еще не разрешенные вопросы, неомобилистская трактовка геосинклиналией составляет несомненный шаг вперед в развитии представлений об этих важнейших структурных элементах литосферы. Она отводит должное место в их структуре и динамике офиолитовым поясам, зонам Беньофа, объясняет распределение зон метаморфизма различного типа, происхождение андезитового вулканизма, шарьяжей и некоторых других характерных черт геосинклиналией, которые в традиционных схемах либо игнорировались, либо недооценивались, либо не находили удовлетворительного объяснения.

Можно констатировать, следовательно, что «новая глобальная тектоника» в общем удовлетворительно справилась с геосинклиналями. Иначе пока обстоит дело с некоторыми другими, также очень важными структурными элементами литосферы — платформами и эпиплатформенными орогенными поясами. Представляется, однако, что непреодолимых трудностей здесь не возникает. Необходимо лишь пересмотреть установившееся мнение об автономном развитии этих структур и выяснить связи этого развития с процессами в ближайших поясах. Такие связи отмечались и раньше, но обычно воздействие подвижных поясов на платформы признавалось только для непосредственной периферии первых (краевые системы — Зоненшайн и др., 1966; резонансные структуры — Пушаровский, 1969 и т. п.), что видимо, неверно. Развитие платформ и эпиплатформенных орогенных структур, как и развитие геосинклиналией определяется глобальным полем напряжений, точнее его взаимодействием с региональными полями.

Остается рассмотреть еще некоторые общие возражения против неомобилистских построений. Остановимся на важнейших из них.

**1. Существование «корней» крупных структурных элементов литосферы в верхней мантии.** Этот аргумент неоднократно выдвигался против мобилизма и в прошлом (Шатский, 1946) и в настоящее время. Для платформ доказано, однако, что корни даже наиболее крупных структур лежат в самых верхах мантии (Клушин и др., 1969), выше кровли астеносферы, т. е. основного уровня предполагаемых горизонтальных смещений. В геосинклиналях разломы, определяющие их структурную зональность, имеют более глубокое заложение, особенно зоны Беньофа, но проекция этих зон на дневную поверхность может испытывать существенное смещение в горизонтальном направлении благодаря изменению наклона нижней части фокальной поверхности (Karig, 1971). Сложнее

---

<sup>1</sup> Но океаны тоже разные — Тихий океан это одно, Северный Ледовитый океан — совсем другое.

объяснить устойчивое существование под геоантиклиналями и срединными массивами высокого теплового потока, документируемое многократным гранитообразованием и метаморфизмом. Источник этого потока должен был смещаться вместе с указанными структурами, подобно смещению рифтовых зон срединно-океанических хребтов, что заставляет допустить наличие в мантии не одного, а по крайней мере двух уровней горизонтального течения (вспомним о «гипореоне» и «батиреоне» Э. Крауса!). Можно высказать еще соображения о том, что срединные массивы и унаследованные геоантиклинали, представляя собой обломки континентальной коры в пределах геосинклиналей и находясь в зоне высокого теплового потока, периодически подвергаются плавлению в пределах низов «гранитного» слоя и благодаря этому дают повторные внедрения гранитоидов.

**2. Унаследованное развитие тектонических структур и, в частности, устойчивой во времени регматической сети, ориентированной в соответствии с современной фигурой вращения Земли.** Данный аргумент также может считаться одним из основных в арсеналах антимобилизма: он, в частности, выдвигался П. Фурмарье (1971) в его критическом анализе проблемы дрейфа континентов, а также И. В. Кирилловой и Б. А. Петрушевским (1972) и другими авторами. Действительно, на первый взгляд существование регматической сети трудно совместимо с перемещением литосферных плит на расстояние в тысячи километров. Мы видим, однако, что сами эти перемещения совершаются дифференцированно вдоль трансформных разломов, что особенно очевидно в Атлантическом океане и в восточной части Тихого океана. Кроме того, наблюдается, как отчасти отмечалось выше, искривление разломов у поверхности, смещение их проекции на поверхность по сравнению с глубинными корнями. Возможен, наконец, разрыв связей между корневой и поверхностной частями разлома и их дальнейшее независимое развитие, с регенерацией верхней части разлома в результате его «просвечивания». Словом, противоречие между устойчивостью, унаследованностью структурного плана во времени (Мооге, 1970) и возможностью крупных горизонтальных смещений плит литосферы, являющееся, пожалуй, основным противоречием современной геотектоники (Хаин, 1970), не представляется непреодолимым, но это несомненно проблема, требующая дальнейшего разрешения.

**3. Строение океанической коры и возраст третьего слоя.** Следует обратить внимание вслед за В. В. Белоусовым (1970) и А. В. Пейве (1969) еще на одну важную проблему, связанную с соотношениями второго и третьего слоев океанической коры. Если осадки первого слоя и покровные базальты второго слоя несомненно тесно связаны во времени, то иначе обстоит дело с зелеными сланцами, амфиболитами, габбро и серпентинизированными гипербазитами третьего слоя. Их метаморфизм наводит на мысль о более значительной, чем в настоящее время, нагрузке вышележащих пород (В. В. Белоусов), а радиометрические определения возраста дают нередко гораздо более высокие значения, чем для пород второго слоя, вплоть до докембрийских. А. В. Пейве (1969) и А. Л. Книппер (1968, 1970) делают из последнего факта вывод, что третий слой всегда значительно древнее второго и представляет как бы реликт первичной океанической коры земного шара. В этом случае остается необъяснимым перерыв между образованием первого и второго слоев; непонятно, что происходило на месте океанов в течение столь огромного по длительности перерыва. Радиометрические датировки для гипербазитов и базитов весьма противоречивы и малодостоверны; очень возможно, что они часто завышены из-за удержания мафическими минералами избыточного аргона. Остается поэтому наиболее вероятным представление о том, что третий слой сложен, как и второй, продуктами дифференциации верхней мантии и образовался одновременно со вторым слоем (Л. В. Дмитриев — в печати; Coleman, 1971; Miyajishi et al.,

1970). Зеленосланцевый метаморфизм в условиях высокого теплового потока не требует для своей реализации давлений больших, чем наблюдаемые в низах океанической коры.

**4. Петрохимические различия верхней мантии под континентами и океанами.** Если принять, что земная кора и, в частности, ее «базальтовый» слой (третий слой континентальной и океанической коры) образовался за счет дифференциации (зонного плавления) верхней мантии, то можно определить, какой объем мантии подвергся данному процессу, причем соответствующие расчеты, исходя из состава мантии, производятся для отдельных элементов. Такие расчеты были произведены А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (1967) и дополнены Ю. М. Шейнманом (1971). Поскольку континентальная кора значительно толще океанической и заметно обогащена кремнием и щелочами, глубины дифференциации мантии для нее получаются намного большими (1600 км для калия), чем для океанов (400 км). Если такие различия, сказывающиеся на глубинах гораздо больших, чем глубина залегания астеносферы, действительно существуют, они должны свидетельствовать о первичности разделения литосферы на континентальную и океаническую и, следовательно, могут являться аргументом как против мобилизма, так и против гипотезы новообразования океанической коры путем базификации и погружения континентальной коры.

Однако дело может обстоять совершенно иначе, если допустить латеральный перенос вещества от океанов к континентам в процессе нарастания океанической коры вдоль срединных хребтов и ее поглощения у краев континентов. В частности, этим объясняют ныне картину распределения изотопов радиоактивных элементов и продуктов их распада в разных геоструктурных зонах (Armstrong, 1971). Следовательно, можно считать, что кремнезем, щелочи, уран и торий концентрируются в континентальной коре не только за счет их выноса из непосредственно подстилающей ее мантии, но и благодаря латеральной миграции со стороны океанической мантии через геосинклинали.

**5. Равенство тепловых потоков на континентах и в океанах.** Этот аргумент привлекался в обоснование положения о том, что океаническая кора образовалась путем базификации континентальной (Белоусов, 1968). Однако вполне возможна и другая трактовка указанного равенства — большая мощность континентальной литосферы может быть уравновешена обогащенностью более свежей океанической литосферы радиоактивными элементами (Sclater a. Francheteau, 1970). Это предположение подтверждено прямыми определениями содержания урана в породах океанической верхней мантии, оказавшимися на порядок более высокими, чем в верхней мантии континентов (Aumento, Hyndman, 1971). Таким образом, равенство тепловых потоков континентов и океанов находит удовлетворительное объяснение и без допущения о поглощении континентальной коры в океанах.

**6. Признаки значительных погружений краевых частей океанов и проблема происхождения «безграничных» впадин окраинных и внутренних морей.** Данные глубоководного бурения по окраинам Атлантического моря (плато Демерара и Блейк, район Ньюфаундленда, банки Рокколл) с полной отчетливостью показали, что с середины мезозоя здесь произошли весьма значительные (2—3 км) опускания. Еще в догере местами накапливались континентальные отложения, в конце поздней юры и неокома — мелководные, а затем условия становились все более глубоководными. То же самое, очевидно, происходило в Мексиканском заливе, где между накоплением континентальных и мелководных морских осадков «вклиниваются» отложения эвапоритов. В некоторых из перечисленных участков Атлантики кора сохранила континентальный характер (например, банка Роккол), в других она имеет в настоящее время океанический тип. Ряд исследователей допускает, что «океаниза-

ция» коры происходила более или менее одновременно с ее погружением, т. е. в общем в духе представлений В. В. Белоусова, и высказывает различные предположения о возможном характере этого процесса (Sheridan, 1969; Bott, 1971). Аналогичная проблема, причем, пожалуй, в еще более острой форме, возникает в связи с происхождением «микроокеанических» впадин окраинных и внутренних морей. Геологические данные достаточно определенно указывают, что эти впадины возникли в сравнительно недавнее время, в некоторых случаях лишь в олигоцене — неогене (Западное Средиземное море — Symposium on the problem..., 1969, Японское море). При этом в некоторых из подобных бассейнов гранитно-метаморфический слой сохранился на дне при глубине порядка 3 км, например, в Тирренском море (Heezen et al., 1971), Карибском море — на хр. Авес (Fox et al., 1971). Однако в центральных частях таких бассейнов этот слой, как правило, отсутствует. Очень важно, что это обычно коррелируется с повышенным тепловым потоком и с подъемом астеносферы, устанавливаемым, в частности, по данным магнитотеллурического зондирования (Бердичевский, и др., 1971). Отсюда довольно очевидно, что происхождение «микроокеанов» связано с той или иной формой мантийного диапиризма (Karig, 1971; Matsuda, Uyeda, 1971; Packham, Falvey, 1971; Ramberg, 1972), которому вероятно предшествовал длительный подъем, метаморфическая дифференциация, селективное плавление и эрозия континентальной коры<sup>1</sup>. Отнюдь не случайно практически все «микроокеаны» располагаются на месте древних срединных массивов. Остается неясным, в какой мере новообразование «микроокеанов» сопровождалось процессом рифтообразования и спрединга типа наблюдаемого в срединно-океанических хребтах, ибо вполне типичных линейных магнитных аномалий в большинстве таких бассейнов не установлено. Тем не менее они имеются в Панамском бассейне — западном продолжении Карибского, в море Скоша — аналоге последнего, в Соломоновом море. Не исключено, что образованию характерных аномалий во внутренних и окраинных морях препятствовали какие-то специальные условия — например «разбавление» осадками, повышенный разогрев базальтов, очень медленный спрединг (Vogt et al., 1971). Проявление спрединга в ряде окраинных морей косвенно подтверждается изогнутой формой отделяющих их от океана островных дуг, которая, очевидно, возникла одновременно с образованием самих морских котловин.

Данная проблема является, несомненно, одной из труднейших для «новой глобальной тектоники», но ее также отнюдь нельзя считать неразрешимой. Скорее всего в случае континентальных окраин и окраинных морей мы сталкиваемся с менее развитой формой мантийного диапиризма, с меньшим масштабом раздвиговых движений. Однако принципиальная сторона этого процесса, вероятно, остается той же.

Таким образом, ни один из аргументов, используемых в критике неомобилизма, не имеет решающего значения. Конечно, в концепции «новой глобальной тектоники» есть много «узких мест», но они признаются и ее сторонниками (см., например, американская программа работ по Геодинамическому проекту — Geodynamics Project, 1971). Следует, кроме того, указать, что по мере накопления данных первоначально представлявшаяся весьма простой картина распределения плит и швов между ними, а также полосовых магнитных аномалий оказывается гораздо более сложной, что отчетливо выявилось на XV Генеральной ассамблее МГГС. Появляются все новые и новые оси расширения океанического дна — у берегов Центральной (Панамский бассейн) и Южной Америки,

<sup>1</sup> Как было показано раньше (Хаин, 1969), то же справедливо и для обращенных к молодым океанам окраин континентов с их гранулитовыми поясами. Вообще обстановка здесь была вполне сходной с окраинными и внутренними морями (Sheridan, 1969).

в морях Лабрадорском, Скоша и Соломоновом, Бискайском заливе, обособляются все более и более мелкие плиты, усложняется рисунок магнитных аномалий, выявляются зоны спокойного магнитного поля, выясняется сложность строения зон Беньюфа (Stoiler and Carr, 1971) и т. д. Все это, несомненно, должно привести к усложнению самой гипотезы «новой глобальной тектоники». Тем не менее простота остается одной из ее наиболее сильных сторон. Другими преимуществами являются: весьма полный учет разнообразных явлений, описываемых геологией, геофизикой и даже, как мы только что видели, геохимией; объединение движений, происходящих в различных зонах, в единую глобальную динамическую модель, наконец, возможность предсказания возраста базальтов второго слоя и скоростей расширения дна океанов в различных их частях, в общем оправдавшуюся при глубоководном бурении.

Существенное значение имеет и то обстоятельство, что эта концепция синтезирует ряд ранее высказанных гипотез и прежде всего гипотезы подкорковых течений и дрейфа материков. Ей в принципе не противоречат и с ней могут быть увязаны также другие гипотезы: контракционная или пульсационная (если признать, что существует некий общий фон, на котором развиваются описываемые «новой глобальной тектоникой» процессы растяжения — сжатия), гипотеза глубинной дифференциации. Последняя найдет обоснование, если считать, что в мантии происходит не просто тепловая конвекция, но и дифференциация, сопровождающаяся термогравитационной конвекцией (Мясников и др., 1971<sub>1,2</sub>). Подтверждается и ротационная гипотеза (с позиций этой гипотезы можно объяснить широтную асимметрию гравитационно-конвекционных процессов). Это показывает, что в перспективе «новая глобальная тектоника» имеет шансы стать центром кристаллизации более общей тектонической теории, способной объединить (разумеется, не эклектически, а диалектически) ранее высказывавшиеся более односторонние и противоречивые взгляды.

Наряду с гипотезами, которые, видимо, сравнительно легко могут подвергнуться «интеграции» с идеями «новой глобальной тектоники», в настоящее время существуют и развиваются представления, которые несовместимы с этими идеями, по крайней мере по мнению их авторов и защитников и, следовательно, образуют как бы альтернативу «новой глобальной тектонике».

Одной из наиболее разработанных и обоснованных таких альтернативных концепций является, несомненно, система взглядов В. В. Белоусова, в последнем варианте изложенная в его известных книгах о земной коре и верхней мантии материков и океанов (Белоусов, 1966, 1968). Здесь нет смысла пересказывать представления В. В. Белоусова, они хорошо известны не только советским, но и зарубежным геологам и геофизикам. Важно подчеркнуть, что является основным в этих взглядах, и затем попытаться дать их оценку.

Основными положениями тектонической концепции В. В. Белоусова, очевидно, являются: 1) представление об определяющем влиянии на развитие структуры Земли глубинной дифференциации ее вещества, стимулируемой радиогенным разогревом последнего; 2) возникновение в процессе этой дифференциации на разных уровнях в верхней мантии инверсии плотностей вследствие образования более легких расплавов; 3) деформация литосферы под влиянием подъема последних и опускания тугоплавких остатков с возникновением поднятий и прогибов; 4) метаморфизм и гранитизация осадков, накопившихся в прогибах, и их смятие в складки, как побочное следствие тех же процессов. Первые две послылки не вызывают возражений, но сомнительно, чтобы из них могли быть выведены все типы деформаций литосферы. В. В. Белоусов не придает достаточно серьезного значения горизонтальным движениям — сдвигам, трансформным разломам, шарьяжам, не учитывает признаков образо-

вания геосинклинальной складчатости, кливажа и надвигов в условиях общего сжатия. В его схеме развития геосинклиналей не нашлось места таким характерным особенностям последних, как зоны Бенъофа, офиолитовые пояса, метаморфические пояса высокого и низкого давления, андезитовый вулканизм островных дуг. Данные палеомагнетизма, полосовые аномалии океанов, данные сейсмологии не учитываются вообще. Представление о новообразовании океанических впадин путем поглощения континентальной коры базальтами встречает серьезные возражения геофизического, геохимического и петрологического характера. В частности, примитивный характер океанических базальтов и сопровождающих их пород решительно противоречит такому предположению.

Вариант гипотезы глубинной дифференциации, разработанный Р. ван Беммеленом (Bemmelen, 1965) и усовершенствованный им же в последние годы с учетом новых данных океанологических исследований, имеет то преимущество, что в этом варианте отводится существенная роль крупным горизонтальным перемещениям литосферы и расширению океанов. Кроме того, Р. ван Беммелен исходным уровнем дифференциации считает ныне самые низы мантии и полагает, что именно здесь зарождаются мегаундации, крупные вздутия литосферы, которые затем расползаются под влиянием силы тяжести, давая начало молодым океанам. Однако, как отмечалось выше, большинство геофизиков считает, что одна гравитация не в состоянии объяснить раздвиг литосферы в океанических масштабах. Равным образом и объяснение всей геосинклинальной складчатости и шарьяжей только с помощью гравитационного механизма представляется совершенно недостаточным. Не получило удовлетворительного освещения в концепции Р. ван Беммелена и развитие геосинклиналей с теми его чертами, которые сейчас привлекают наибольшее внимание.

Одним из вариантов гипотезы глубинной дифференциации можно считать идеи, высказанные недавно Е. В. Артюшковым (1970) и развитые в геологическом плане Ю. М. Шейнманном (1970). Подобно Р. ван Беммелену Е. В. Артюшков считает исходным уровнем дифференциации границу мантия — ядро и предполагает, что именно с этого уровня начинается подъем расплавов, которые затем аккумулируются в основании астеносферы и вызывают образование вздутий ее поверхности. Разогрев астеносферы под влиянием подъема глубинных дифференциатов обуславливает, по Ю. М. Шейнманну, образование магматических очагов уже в астеносфере. Однако объяснение геосинклинального процесса, особенно его начальных стадий, с позиций данной гипотезы наталкивается, как признает сам Ю. М. Шейнманн, на большие трудности, а это, по его словам «оказывается... решающим при проверке гипотезы со стороны геологии» (Шейнманн, 1970, стр. 26). Таким образом, все три варианта гипотезы глубинной дифференциации терпят неудачу при попытке обосновать механизм наиболее важной стороны тектонического развития литосферы<sup>1</sup>.

Удачным, на первый взгляд, сочетанием фиксизма и мобилизма может показаться гипотеза расширяющейся Земли, предполагающая, что расширение океанов компенсируется общим увеличением объема Земли. Но, во-первых, масштабы этого увеличения — более чем в два раза за последние 200 млн. лет — представляются маловероятными. Во-вторых, они находятся в противоречии с данными палеомагнетизма, позволяющими допустить изменение радиуса Земли за то же время максимум на несколько процентов (van Andel a. Hespers, 1968), а также с данными по напряженному состоянию горных пород, свидетельствующими не о расширении, а, напротив, о сжатии Земли в современную эпоху (Кро-

<sup>1</sup> В настоящее время Е. В. Артюшковым разрабатывается более перспективная концепция, дающая объяснение и горизонтальным движениям.

поткин, 1970). В-третьих, остается совершенно неясной возможная причина расширения Земли — допущение некоторых физиков об уменьшении гравитационной постоянной встречает резкую критику большинства других специалистов. Далее, производимые сторонниками данной гипотезы реконструкции так называемой коровой Земли, заключающиеся в попытках составить из современных континентов сплошную сиалическую оболочку планеты, включают такие изменения взаимного положения континентальных глыб, которые представляются совершенно невероятными (например, поворот Южной Америки на  $180^\circ$ , приведение Гренландии в соприкосновение с Антарктидой и т. п.). Наконец, в этой гипотезе не находит сколько-нибудь удовлетворительного объяснения развитие геосинклиналей и особенно происхождение в них складчато-надвиговых деформаций.

Таким образом, три наиболее законченные тектонические концепции, которые могут рассматриваться в качестве альтернатив «новой глобальной тектонике», явно уступают последней по полноте и убедительности объяснения всего комплекса эндогенных геодинамических процессов. Вместе с тем необходимо признать справедливость представлений В. В. Белоусова и Р. В. ван Беммелена о глубинной дифференциации вещества Земли как основном факторе тектогенеза.

В связи с этим представляют несомненный интерес новые идеи некоторых советских исследователей (О. Г. Сорохтин и др.), уточняющие характер возможной дифференциации на границе мантия — ядро и связывающие конвекцию в мантии с подъемом продуктов такой дифференциации. Заслуживают также внимания представления В. П. Мясникова, С. А. Ушакова и В. В. Федынского (1971) о термогравитационной, а не чисто тепловой конвекции в мантии и оригинальные разработки О. Г. Сорохтина, Л. В. Дмитриева, Г. Б. Удинцева (1971), О. Г. Сорохтина (1971), касающиеся геохимических процессов в зонах Беньофа и приводящих к новообразованию континентальной коры интересную работу о геосинклиналях в связи с «новой глобальной тектоникой» опубликовал Л. П. Зоненшайн (1971).

Все эти исследования можно рассматривать как начало разработки отечественного варианта (или вариантов) «новой глобальной тектоники», в котором были бы преодолены ограничения и недостатки первоначальной версии этой концепции. Подобное направление представляется весьма перспективным.

Следует вместе с тем отметить, что уже с начала 60-х годов, т. е. одновременно с зарождением идей «новой глобальной тектоники» в США, в нашей стране стало развиваться вполне оригинальное направление теоретической геотектоники, также отводящее ведущую роль в развитии литосферы горизонтальным движениям. Это направление связано с работами А. В. Пейве и его сотрудников («Разломы и горизонтальные движения земной коры», 1963 и др.). В последние годы эта группа исследователей, опять-таки независимо от англо-американцев, выдвинула представление о сходстве между эвгеосинклинальными офиолитовыми комплексами и современной океанической корой (Пейве и др., 1971), а также предложила оригинальную гипотезу происхождения «базальтового» слоя коры и развития геосинклиналей. Хотя эта система взглядов еще не оформилась в виде законченной тектонической концепции, и хотя отдельные ее элементы (отождествление геосинклиналей и океанов, интерпретация офиолитовых комплексов и некоторые др.) представляются спорными, она несомненно может рассматриваться как одна из наиболее перспективных.

Необходимо, наконец, отдать должное исследованиям П. Н. Кропоткина, который первым среди крупных советских тектонистов решительно поддержал идеи неомобилизма и вместе с тем попытался синтезировать их с основными положениями пульсационной гипотезы. В последнее время (XV ассамблея МГГС) П. Н. Кропоткин выступил с но-

выми предложениями относительно механизма формирования срединно-океанических хребтов и расширения дна океанов, исходящими из представления о выжимании астеносферного материала при общем уменьшении объема Земли, доказываемом измерениями напряженного состояния горных пород.

Таким образом, в нашей стране уже предпринимаются все более серьезные попытки развития новых идей в области теоретической тектоники, в большей или меньшей степени сходных с построениями сторонников «новой глобальной тектоники», но сочетающиеся со стремлением преодолеть ограниченность и «узкие места» этой концепции. Эти тенденции, несомненно, заслуживают всяческой поддержки.

Приветствуя появление в отечественной литературе новых идей, новых моделей тектогенеза, необходимо вместе с тем отдавать себе отчет в том, что решающее значение для прогресса теоретической тектоники должно иметь все же получение новых фактов, позволяющих сделать выбор между предложенными гипотезами, а также обработка и сопоставление накопленных данных.

В области изучения строения дна океанов особенно большое значение должно иметь установление полного разреза второго и третьего слоев океанической коры. Это пролило бы свет на докембрийскую историю океанов и на происхождение и состав третьего слоя, в отношении которого до сих пор высказываются противоположные взгляды. Следует также пожелать скорейшего завершения картирования магнитных аномалий океанов с целью получения полной картины плана их распределения. Важное значение будет иметь бурение через весь осадочный слой в Индийском океане и в других, остающихся еще не изученными в этом отношении частях Мирового океана, включая окраинные и внутренние моря, в сочетании с непрерывным сейсмоакустическим профилированием.

Весьма обещающим является начатое уже в ряде стран переосмысление материала по складчатым системам разного возраста, вплоть до докембрийских. Во многих случаях такая ревизия должна сопровождаться новым туром детального, хотя бы выборочного, геологического картирования, у нас в первую очередь в офиолитовых зонах Урала, Малого Кавказа, Южного Тянь-Шаня, Корякского нагорья. Изучение глубинного строения складчатых систем должно быть направлено на расшифровку возраста и состава фундамента основных геосинклинальных комплексов с целью определения природы основания, на котором были заложены те или иные геосинклинальные системы. Заслуживает углубленного изучения фундамент древних платформ; особый интерес представляет установление глубинного строения областей широкого проявления траппового магматизма, в которых справедливо усматривают известные аналогии с областями «океанизации». Вообще платформы и испытываемые ими деформации до сих пор остаются в стороне от интересов большинства «глобальных тектонистов» и для простоты рассматриваются или как инертные глыбы литосферы, или как ее участки, испытывающие лишь вертикальные движения. Между тем уже сам факт зависимости погружений и поднятий на платформах от движений в смежных геосинклиналях должен наводить на серьезные размышления, как и невыясненность природы мелкоблоковых движений, порождающих платформенную складчатость. В этом же аспекте надо проанализировать историю и структуру областей тектонической активизации, т. е. эпиплатформенных орогенов.

В свете новых идей теоретической тектоники необходим новый подход к составлению тектонических, палеотектонических, палеогеографических карт. На тектонических картах более рельефно должны быть показаны элементы сопряжения разнородных глыб литосферы в геологическом прошлом — офиолитовые швы и пояса, зоны метаморфизма чиз-

кой температуры и высокого давления («голубых сланцев»), крупные шарьяжи, сдвиги, трансформные разломы. Особого выделения заслуживают те зоны геосинклинальных систем, для которых может быть доказано заложение непосредственно на океанической коре и которые, таким образом, представляют собой реликты древних океанов или, точнее, «субокеанов». В современных океанах должно быть показано распределение полосовых магнитных аномалий, границы зон спокойного магнитного поля и линии выклинивания осадочных комплексов разного возраста в направлении осей срединных хребтов, являющиеся пока основными материалами для расшифровки истории океанов.

Однако основная роль в восстановлении кинематики литосферы должна принадлежать палеотектоническим картам.

Современные палеотектонические карты должны строиться в два этапа. На первом этапе весь фактический материал должен наноситься на современную географическую и структурную основу. Второй этап состоит в переходе к палинспастическим реконструкциям, т. е. к попытке восстановления первоначальных плановых соотношений структурных элементов. На этом этапе должен быть исключен эффект регионального сжатия в период формирования складчато-надвиговых структур, а также смещений вдоль сдвигов и трансформных разломов. В пределах отдельных складчатых систем для выполнения подобных реконструкций достаточно знания масштабов общего сжатия и исходного положения шарьяжей. Но для восстановления первичного расположения целых литосферных плит (геоблоков, мегаблоков) необходимо, во-первых, определение их границ по офиолитовым швам, зонам метаморфизма фации голубых сланцев, фронтам глубинных шарьяжей и, во-вторых, привлечение палеомагнитных данных и данных по полосовым магнитным аномалиям дна океанов. Очень важным дополнительным материалом могут служить палеогеографические карты, заключающие палеоклиматическую и палеобиогеографическую информацию.

Данное направление исследований представляется особенно важным в решении судеб неомобилистских построений, ибо речь идет по существу о взаимном контроле реконструкций, полученных двумя принципиально различными путями, с одной стороны, на основе геофизических данных и, с другой — на базе чисто геологических материалов. Именно таким образом мобилистские реконструкции могут быть либо откорректированы и приведены в соответствие с геологическими данными, либо полностью отвергнуты, как противоречащие последним<sup>1</sup>. Но в последнем случае должно быть найдено другое достаточно удовлетворительное объяснение тем фактам, которые установлены при изучении остаточного магнетизма горных пород и «полосатого» магнитного поля океанов.

В конечном счете на основе палеотектонических — палинспастических карт должны быть составлены палеогеодинамические карты, на которых может быть показано положение основных блоков (геоблоков) континентальной и океанической литосферы и разделяющих их шовных зон — ископаемых рифтов и зон Беньофа, вероятное направление относительных движений геоблоков, положение зон растяжения и сжатия, распределение тепловых потоков (по проявлениям регионального метаморфизма и интрузивного магматизма) и т. п. Это позволит раскрыть историю движений в мантии Земли (астеносфере), миграцию зон тектонической активности и центров рифтообразования во времени.

Здесь были перечислены в основном чисто геологические методы разработки проблемы. Они способны, однако, осветить лишь ее кинематическую сторону. Что касается динамической стороны, т. е. механизма

<sup>1</sup> Подобную работу, как отмечалось выше, попытался осуществить А. А. Мейергоф, но ее, очевидно, необходимо повторить на более полном материале и в более крупном масштабе.

тектонических процессов, то ее освещение составляет в основном задачу геофизиков и требует получения более достоверных сведений о составе, строении и особенно физическом состоянии мантии, причем не только верхней, включая астеносферу, но и нижней, а также ядра Земли, по крайней мере внешнего.

В заключение надо подчеркнуть, что рассмотренная здесь проблема имеет не только решающее значение для дальнейшего развития геотектонической геотектоники, но и обладает чрезвычайно важным практическим аспектом. К настоящему времени уже выявлено, что в современных рифтовых зонах как на континентах (Красное море!), так и в океанах идут интенсивные процессы рудообразования, связанные с активным подъемом мантийного материала. Эти процессы в зонах предполагаемого рождения океанической коры имеют существенно иной характер, чем в области островных дуг, примыкающих к сверхглубинным разломам зон Бенъофа, где океаническая кора преобразуется в континентальную. Изучение современных процессов рудообразования в этих двух главных тектонических обстановках может иметь огромное значение для развития металлогенической теории.

Иное, но также непосредственное отношение к общим закономерностям развития литосферы имеют процессы формирования нефтяных и газовых месторождений. Достаточно сказать, что основные пояса нефтегазонакопления Земли расположены на переходе от континентальной к океанической коре, в пограничных зонах между платформами и геосинклиналями, платформами и океанами, орогенами и океанами, что 87% запасов нефти приурочены к осадочным отложениям мезозоя и кайнозоя (включая пермь—95%—Halbouty, 1970; Klemme, 1971, 2) т. е. к осадкам—свидетелям образования современных океанов Земли.

Все сказанное подводит к выводу, что новое течение в теоретической геотектонике заслуживает самого серьезного внимания. Разделение литосферы на относительные устойчивые плиты и подвижные пояса, сосредоточение эндогенной активности в пределах последней, глобальная динамическая взаимосвязь литосферы и астеносферы, в частности зон растяжения и сжатия, могут считаться или достаточно твердо установленными, или по меньшей мере весьма правдоподобными. В значительной степени это относится в принципе и к относительным горизонтальным смещениям литосферы. Однако истинный масштаб последних (сотни или тысячи километров), последовательность проявления во времени и главное возможный глубинный механизм, вероятно, связанный в конечном счете с подъемом дифференциатов с границы мантия—ядро, пока не могут считаться сколько-нибудь достаточно освещенными. Разработка этих вопросов и составляет основную задачу современного этапа развития теоретической геотектоники.

#### Литература

- Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 4.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», 1968.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, № 4.
- Белоусов В. В., Смилга В. П., Сузюмов А. Е. Новые данные о рельефе дна юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования в районе Перуанского течения. «Наука», 1971.
- Бердичевский М. Н., Дубровский В. Г., Любимова Е. А., Манафлы А. Н., Непесов К. Н., Фельдман И. С. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 7.
- Брукс К. Климаты прошлого. Изд-во иностр. лит., 1952.

- Буллард Э. Происхождение океанов. В кн.: Океан, М., «Мир», 1971.
- Заварицкий А. Н. Некоторые новые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, 1966, № 5.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклиальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии океанов и гипотеза разрастания океанического дна.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Кириллова И. В., Петрушевский Б. А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., 1972, № 1.
- Клушин И. Г., Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В. О возможных глубинах корней платформенных структур.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые вопросы инициального магматизма.— В сб.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геология, 1961, № 5.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. Геотектоника, 1970, № 2.
- Леонов Г. П. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 9. «Наука», 1964.
- Мясников В. П., Сорохтин О. Г., Удинцев Г. Б., Ушаков С. А. Механизм гравитационной дифференциации вещества Земли.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 1.
- Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. Д. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1971, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. XXI сессия МГК. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. (ред.) Разломы и горизонтальные движения земной коры. «Наука», 1963.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Петрова Г. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 4.
- Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых важнейших мезозойских и кайнозойских серий Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Магадан, 1970.
- Печерский Д. М., Мирлин Е. Г. Намагниченность горных пород и природа магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 5.
- Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Резанов И. А. Палеомагнетизм и дрейф материков. Сов. геология, 1968, № 3.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
- Светловский А. Е. Телескопированный рифтогенез как модель образования впадин молодых океанов. XV Генеральная ассамблея МГГС. Тез. докл., Симпозиум «Расширение дна океана». М., 1971.
- Сорохтин О. Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Сузюмов А. Е. Некоторые черты геологического строения юго-восточной части Тихого океана.— Сов. геология, 1971, № 1.
- Удинцев Г. Б. Георифтогенали и глобальная тектоника Земли.— Вестн. АН СССР, 1970, № 12.
- Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. «Мир», 1971.
- Ханн В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Ханн В. Е. Происходит ли научная революция в геологии?— Природа, 1970, № 1.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.

- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Глубина дифференциации, образование коры и некоторые выводы из этого для общих гипотез. XV Генеральная ассамблея МГГС. Тез. докл., Симпозиум «Расширение дна океана», 1971.
- Andel van T. H. The structure and development of rifted mid-oceanic rises.— *J. Marine Res.*, 1968, v. 26, No. 2.
- Andel S. I. van a. Hospers J. Paleomagnetism and the hypothesis of an expanding Earth: a new calculation method and its results.— *Tectonophysics*, 1968, v. 5, No. 4.
- Armstrong R. L. Isotopic and chemical constraints on models of magma genesis in volcanic arcs.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, No. 12.
- Aumento F. a. Hyndman R. D. Uranium content of the oceanic upper mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, No. 12.
- Barazangi M. a. Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic Service epicenter data 1961—1967.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1969, v. 59, No. 2.
- Bemmelen R. W. van Megaundations as a cause of continental drift.— *Geol. en Mijnbouw*, 1965, v. 44, No. 9.
- Bird J. M. a. Dewey J. F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, No. 4.
- De Boer J. Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys.— *J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, No. 4.
- Bott M. H. P. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins.— *Tectonophysics*, 1971, No. 11.
- Bullard E. C., Everett J. E. a. Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.*, 1965, A, v. 258.
- Carmichael C. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. VII. Magnetic properties and opaque mineralogy of dredge samples.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, v. 7, No. 12.
- Caputo M., Panza G. e Postpischl D. Deep focus earthquakes and deep structure of the Mediterranean area.— *Geofis. e meteorol.*, 1969, v. 18, No. 5—6.
- Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 5.
- Coney P. J. The geotectonic cycle and the new global tectonics. *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, v. 81, No. 3.
- Creer K. M. A review of palaeomagnetism. *Earth Sci. Rev.*, 1970, v. 6, p. 369.
- Crowell J. C. a. Frakes L. A. Phanerozoic glaciations and the cause of ice ages. *Amer. J. Sci.*, 1970, v. 268, No. 2.
- Dewey J. F. Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen.— *Nature*, 1969, v. 222, No. 5189.
- Dewey J. F. a. Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines.— *Tectonophysics*, 1970, v. 10, No. 5—6.
- Dewey J. F. a. Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 14.
- Dewey J. F. a. Horsfield B. Plate-tectonics, orogeny and continental growth.— *Nature*, 1970, v. 225, No. 5232.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— *Nature*, 1961, v. 190, No. 4779.
- Dietz R. S. a. Holden J. C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— *J. Geol.*, 1965, No. 5, p. 1.
- Dickinson W. R. Plate tectonics models of geosynclines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 10, No. 2.
- Drake C. L., Ewing M. a. Sutton G. H. Continental margins and geosynclines i The east coast of North America, north of Cape Hatteras.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 3, Pergamon Press, 1959, No. 4.
- Fox P. J., Schreiber E. a. Heezen B. C. The geology of the Caribbean crust. Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridge.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, No. 2.
- Geodynamics Project: development of a U. S. Program.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1971, v. 52, No. 5.
- Halbouty M. (ed.) *Geology of giant petroleum fields*. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 1970.
- Hales A. L. Gravitational sliding and continental drift.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, No. 1.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, No. 9.
- Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. K. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian sea. *Nature*, 1971, v. 229.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motion of the ocean floor and continents.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Heirtzler J. R., a. Hayes D. E. Magnetic boundaries in the North Atlantic ocean.— *Science*, 1967, v. 157, No. 185.

- Hess H. H. History of ocean basins.— In: Petrological studies, Buddington volume. Geol. Soc. Amer., Boulder, 1962.
- Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 18.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- McKenzie D. P. a. Parker R. L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere.— Nature, 1967, v. 216, No. 5122.
- Klemme H. D. What giants and their basins have in common, part I.— Oil and Gas J., 1971, March, 1.
- Klemme H. D. To find a giant, find the right basin, part II.— Oil and Gas J., 1971, March, 8.
- Laubscher H. Mountain building. Tectonophysics, 1969, v. 7, No. 5—6.
- Lister C. R. B. Tectonic movement in the Chile trench.— Science, 1971, v. 173, p. 720—722.
- Matsuda T. a. Uyeda Z. On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— Tectonophysics, 1971, v. 11, No. 1.
- Meyerhoff A. A. Continental drift: implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography and climatology.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 1.
- Meyerhoff A. A. Continental drift: II: high-latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North Atlantic oceans.— J. Geol., 1970, v. 78, No. 4.
- Meyerhoff A. A. a. Teichert C. Continental drift, III: Late Paleozoic glacial centers and Devonian— Eocene coal distribution.— J. Geol., 1971, v. 79, No. 2.
- Mitchell A. H. a. Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, No. 6.
- Miyashiro A. F. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, v. 2, No. 3.
- Miyashiro A., Shido F. a. Ewing M. Petrologic models for the Mid-Atlantic ridge.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, No. 1.
- Moore R. C. Stability of the Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, No. 5.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 6.
- Ozima M. Magnetic processes in oceanic ridge.— Earth Planet Sci. Lett., 1971, v. 13, No. 1—5.
- Pautot G., Auzende J. M. a. Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along the North Atlantic margins related to early phase of rifting.— Nature, 1970, v. 227, No. 5256.
- Packham G. H. a. Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— Tectonophysics, 1971, v. 11, No. 2.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 12.
- Ramberg H. Mantle diapirism and its tectonic and magmagenetic consequences. Physics Earth and planetary interiors, 1972, v. 5, No. 1.
- Sclater J. G. a. Francheteau J. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth.— Geophys. J. R. Astr. Soc., 1970, v. 20, No. 5.
- Sheridan R. E. Subsidence of continental margins.— Tectonophysics, 1969, v. 7, No. 3.
- Smith A. G. a. Hallam A. The fit of the southern continents.— Nature, 1970, v. 225, No. 5228.
- Sproll W. P., Dietz R. S. Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica.— Nature, 1969, v. 222, No. 5191.
- Stoiler R. E. a. Carr M. G. Lithospheric plates, Benioff zones and volcanoes.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, 82, No. 2.
- Sykes R. L. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 8.
- Symposium on the problem of oceanization in the western Mediterranean. Ned. Geol.-Mijnb. Genootschap.— Geol. ser., 1969, v. 26.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over ocean ridges.— Nature, 1963, v. 199, No. 4897.
- Vogt P. R., Schneider E. B. a. Johnson L. G. The crust and upper mantle beneath the Sea. In: «The Earth's crust and upper mantle». Am. Geophys. Union, Geophys. monograph 13, 1969.
- Vogt P. R., Higgs R. H. a. Johnson G. L. Hypotheses on the origin of the Mediterranean basin: magnetic data.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 14.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 1965, v. 207, No. 4995.
- Zijderveld J. D. A., Hazen G. J. A., Nardin M. a. Van der Voo R. Shear in the Tethys and the permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results.— Tectonophysics, 1970, v. 10, No. 5—6.

УДК 552.11+551.14(260)

Ю. С. ГЕНШАФТ, Ю. М. ШЕЙНМАНН

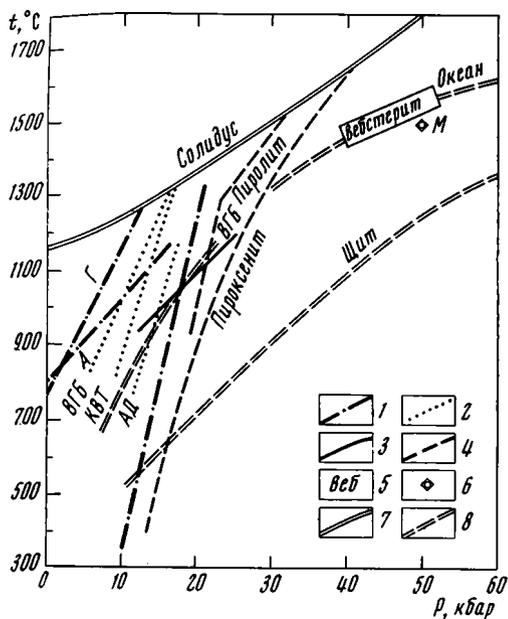
**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ В ВЕРХНЕЙ  
МАНТИИ ОКЕАНОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНЫЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

Переход ряда ультраосновных пород в гранатовую фацию при температуре и давлении, очень близких к «нормальным» для океанической мантии на глубинах 30—150 км, показывает, что в этой области вещество термодинамически мало устойчиво и что небольшие колебания температуры могут привести к значительному изменению плотности. Это могло бы служить причиной появления возвышенностей и прогибов дна океана.

Неоднородности в строении и свойствах верхней мантии океанов проявляются наиболее отчетливо в изменении плотности (при этом плотностная дифференциация сильнее под океанами, чем под материками) и в распределении сейсмических скоростей (Белоусов, 1970; Гайнанов, 1968; Зверев, 1970). В пределах собственно океанов наибольшая плотностная неоднородность мантии приурочена к срединным хребтам — наиболее важным из геоморфологически выраженных структур океана. Столь же сильно выражена неоднородность под островными дугами вдоль некоторых окраин океана (Гайнанов, 1968). Известно, что до глубины в первые сотни километров температура под океанами выше, чем под материками (Clark, Ringwood, 1964). Различие должно быть наибольшим на глубинах 60—120 км. При рассмотрении состояния вещества под островными дугами указанные распределения температур использовать нельзя.

Многочисленные эксперименты по плавлению и кристаллизации горных пород и искусственных минеральных смесей показали, что при высоких давлениях (по крайней мере до 50—60 кбар) наибольшие изменения в плотности и в упругих свойствах силикатного вещества связаны с заменой в нем ряда минералов гранатом (эклогитизация в случае базальтовых составов (Геншафт и др., 1971). Положение границы безгранатовой и гранатовой ассоциаций минеральных фаз на  $P$ - $T$ -диаграмме в большой мере определяется составом вещества и, что для нас особенно важно, количеством воды, т. е. окислительными условиями в системе. Нередко при обсуждении особое внимание уделяется сухому веществу, хотя, имитируя условия в Земле, следует исследовать системы с летучими составляющими, в которых давление водяного пара намного ниже общего. Этому условию вполне соответствуют те опыты с базальтами и ультраосновными породами, результаты которых мы ниже используем. На рисунке приведены данные по гранатизации базальта, вебстерита и меймечита, содержащих небольшие количества воды (не более 2%). Эти результаты получены Ю. С. Геншафтом, Т. Н. Соловьевой, В. А. Молчановой, В. В. Наседкиным и Э. Н. Эрлихом и будут в дальнейшем опубликованы. Области перехода этих пород в гранатовые на значительных участках практически совпадают с рингвудовским распределением температур для океанов. Точнее, о таком совпадении можно говорить для базальтов на участке 10—30 кбар и для вебстерита—

35—50 кбар; для меймечита имеется одна точка при 50 кбар. Если в верхней мантии существуют базальтовые (габбровые) обособления на глубинах 30—100 км и если она содержит богатые пироксенами породы на глубинах 100—150 км (оба эти предположения кажутся вполне вероятными), то на всем этом отрезке глубин мантия под океаном находится в состоянии пониженной термодинамической устойчивости. Отметим, что эти глубины охватывают, если не всю, то большую часть астеносферы океанов.



*P, T* условия гранатизации пород различного состава (в координатах давления (*P*), температуре (*T*)).

1 — линии устойчивости гроссуляра (Г), альмандина (А) и пироба (П); 2 — границы появления граната в «сухих» породах: высокоглиноземистом базальте (ВГБ) (Т. Х. Грин, 1970), кварцевом толеите (КВТ) (Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд, 1968), адамеллите (АД) (Д. Х. Грин, И. Б. Ламберт, 1970); 3 — граница гранатизации высокоглиноземистого базальта (ВГБ), по данным Ю. С. Геншафта, Т. Н. Соловьевой, Э. Н. Эрлиха (см. текст); 4 — граница появления граната в «сухих» пиролите (Green, Ringwood, 1970) и пироксените (Ringwood, 1970); 5 — область гранатизации вебстерита, по данным Ю. С. Геншафта, В. А. Молчановой, В. А. Кутюлина (см. текст); 6 — условия гранатизации меймечитового состава, по данным Ю. С. Геншафта и В. В. Наседкина (см. текст); 7 — солидус «сухого» пиролита (Green, Ringwood, 1970); 8 — распределение температур под океанами и континентальными щитами (Clark, Ringwood, 1964)

Небольшие изменения температур около среднего значения (в пределах 100°С) должны повести в этих условиях либо к переходу эклогитов в габбро, а гранатовых ультраосновных пород в оливин-пироксеновые, и соответственно к разуплотнению и увеличению объема (при подъеме *T*), либо к обратному переходу и уменьшению объема (при снижении *T*). Одновременно будут меняться и другие свойства вещества. Под материками (точнее, под платформами) на глубине свыше 30—50 км температуры определяют устойчивое термодинамическое состояние гранатизированных пород. Для того, чтобы перевести породы в полевошпатовые и оливин-пироксеновые, потребуется разогрев на 300—400°С, т. е. в несколько раз больший, чем для океанического сектора.

Этим выводам в определенной степени противоречит уменьшение средней плотности мантии под материками по сравнению с океанами (Гайнанов, 1968). Это противоречие можно снять, предположив под материками относительно высокое содержание гидратированных минералов на глубинах примерно до 100 км. Д. Грин, А. Рингвуд (Green, Ringwood, 1970), П. Ламберт, П. Уайли (Lambert, Wyllie, 1970) и др. предполагают под материками наличие амфиболитизированных перидотитов. В нижней части континентальной коры важная роль отводится породам амфибол-гранулитовой фации (Белоусов, 1966; Lambert, Wyllie, 1970). Однако возможны и иные подходы к решению данной проблемы. В частности, можно предполагать, что активный вынос вверх легких компонентов из глубин мантии, без которого трудно объяснить появление материков, сказался на составе верхов мантии.

С первого взгляда можно было бы ожидать, что стык термически различных областей материка и океана должен характеризоваться неустойчивым состоянием. Однако переход от континента к океану, если он не осложнен зоной островных дуг, не проявляет повышенной тектонической активности. Это станет понятным, если вспомнить, что здесь нет скачка и одни условия сменяются другими постепенно, так что нет места для большой неустойчивости. По-видимому, области дуг и геосинклиналей прошлого нельзя сопоставить ни с материковыми, ни с океаническими условиями. Основной характеристикой геосинклиналей являются большие градиенты как плотностей, так и упругих свойств пород. Столь же контрастны на глубине и температуры между соседними участками. При этом огромная активность этих зон свидетельствует об очень большой поглощаемой ими энергии. В случае вклинивания этого «третьего элемента» между краями материка и океана, коренным образом меняется обстановка. По существу здесь нет перехода от океана к континенту (хотя о нем часто говорится), а есть переходы от обоих к области дуги.

Островные дуги чаще всего считаются типичными для окраин континента и в этом отношении являются аналогами окраинных геосинклиналей прошлого. Однако существует и система межконтинентальных дуг (Индонезия); не связанных с океаном. Она скорее всего является аналогом меж- и внутриматериковых геосинклиналей прошлого. Это определяет то, что дуги нельзя рассматривать как явление только океанические или как стык океана и материка. К сожалению, данные о температурных кривых для разных областей внутри дуги отсутствуют. Поэтому мы не можем рассмотреть глубины под геосинклиналями и должны ограничиться поведением вещества под материком (платформой) и океаном.

Можно предположить, что описанный выше механизм изменения плотности вещества ответствен за появление хотя бы некоторых областей воздымания и проседания на поверхности Земли. Тогда для подъема океанических хребтов (но, не магмообразования под ними) потребовалось бы по меньшей мере на полпорядка меньше энергии, чем для аналогичного подъема сравнимых по величине зон на материке (например, азиатской зоны активизации). Опускания в пределах поднятых областей потребует соответственно во столько же раз больше утечки тепла из-под материков, чем из-под океанов. Эти же соотношения позволили бы понять, почему при выходе океанического хребта на материк он проявляется менее отчетливо и зоны рифтов не сопровождаются столь сильным вулканизмом — сказывается «нехватка» энергии, в огромном количестве уходящей на обеспечение хотя бы слабого поднятия области вокруг рифтов.

При прогреве значительных площадей, сравнимых с океаническими бассейнами, может произойти частичное разуплотнение вещества верхней мантии. При этом в условиях близости температур к океанической геотерме, т. е. в условиях термодинамической нестабильности, характеризующейся относительно низким значением эффективной вязкости вещества, должно произойти расползание разуплотненного вещества мантии (Ушаков, Фадеев, 1970). В результате этого первичная изостатически уравновешенная кора должна погружаться в разуплотненную мантию. Такой процесс мог бы быть допустим для генезиса окраинных и среднеземных морей с их, вероятно, псевдоокеанической корой. Так можно было бы объяснить обрыв древних структур по краям многих материков. Рассматриваемый механизм позволяет развить уже высказанную гипотезу о всеземной первичной сиалической коре (Шейнманн, 1970). Следует, при этом предположить, что в эпоху выделения первичной коры (и неглубокого заложения дифференциации в мантии) не было условий для создания собственно материковой коры и глубинной мобилизации калия. Поэтому первичная сиалическая кора скорее всего была

натровой, но не обязательно базальтовой, возможно и более кислой. В рамках короткой статьи нет возможности рассмотреть вопросы о том, почему и чем было вызвано различие режимов образований материков и океанов. Это задача отдельной работы. Нам хотелось лишь указать, что проседание первичной коры и возникновение океанических впадин может быть сведено к тому же механизму перемены плотности вещества в условиях малой термодинамической устойчивости под океанами.

#### Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966, стр. 33.
- Белоусов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. «Наука», 1970, стр. 7.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов.— В сб.: Кора и верхняя мантия. «Наука», 1968, стр. 43.
- Геншафт Ю. С., Быкова Ю. М., Соловьева Т. Н. Физические свойства гранатов при высоких термодинамических параметрах и их роль в процессах и свойствах глубинных оболочек коры и верхней мантии.— В сб.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. «Наукова Думка», 1971, стр. 149.
- Грин Д. Х., Ламберт И. Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. «Недра», 1970, стр. 92.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968, стр. 9.
- Грин Д. Х. Экспериментальное исследование ассоциации субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. «Недра», 1970, стр. 21.
- Зверев С. М. Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. «Наука», 1970, стр. 74.
- Ушаков С. А., Фадеев В. Е. Об изменении вязких свойств коры и верхней мантии с глубиной.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. «Наука», 1970, стр. 213.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Clark S. P., Jr., Ringwood A. E. Density Distribution and constitution of the mantle.— *Rev. Geophys.*, 1964, v. 2, No. 1, p. 35.
- Green D. H., Ringwood A. E. Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, v. 3, p. 359.
- Lambert J. B., Wyllie P. J. Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low-velocity layer.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, v. 3, p. 316.
- Ringwood A. E. Petrogenesis of Apollo II Basalts and implications for lunar origin.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 32, p. 6453.

Институт физики Земли  
АН СССР

Статья поступила  
14 октября 1971 г.

УДК 551.24 + 552.42

Т. Г. ПАВЛОВА

## ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА И ИХ РАЗВИТИЕ ВО ВРЕМЕНИ

В древнейших зонах земной коры широко распространены складчатые овалы и гранито-гнейсовые купола. Их происхождение связано с явлениями мобилизации вещества и диапиризмом. В более высоких структурных ярусах над этими складчатыми формами развиваются конседиментационные антиклинории и геантиклинальные поднятия, в образовании которых гранитный магматизм играет активную роль.

В последнее десятилетие многочисленные исследования в областях глубинных зон земной коры привели к выводу о том, что куполовидные кольцевые структуры являются характерными формами древнейших массивов («Вопросы тектоники докембрия континентов» 1970; «Тектоника фундамента древних платформ» 1971). Они изучены и описаны на всех древнейших щитах и массивах (Escola, 1949; Macgregor, 1951; Choubert, 1960; Медный пояс Северной Родезии, 1963; Докембрий Скандинавии, 1967; Глуховский, 1970; Грабкин, 1965; Каляев, 1965, 1970; Харитонов, 1963; Марков, 1962, и многие другие). Наряду с характерными куполовидными формами Э. Г. Кранком (Kranck, 1957) отмечены различные тектонические стили в гнейсо-мигматитовых сериях, среди которых известны поля со сложными структурными формами типа «диких складок», крупных лежащих складок течения и мигматито-гнейсовых структур.

В архейских складчатых сооружениях на основе анализа работ по Алданскому, Канадскому и Балтийскому щитам и древнейшим массивам Африки Л. И. Салоп (1971) выделил новый тип кольцевых структур—гнейсовые складчатые овалы. Это крупные складчатые структуры, достигающие нескольких сот километров в поперечнике, которые состоят из сложно группирующихся складок разных порядков, в целом образующих замкнутые овальные формы. Они сложены как супракрустальными породами, так и продуктами ультраметаморфизма — метасоматическими и анатектическими гранитами и гнейсами. Как подчеркивает Л. И. Салоп (1971), гнейсовые складчатые овалы приурочены исключительно к архейским комплексам.

Как в архейском, так и в нижнепротерозойском структурном комплексе широко распространены гнейсовые купола, имеющие простые округлые формы и размеры, не превышающие первых десятков километров. Среди них Л. И. Салоп (1971) выделил ряд разновидностей: гранито-гнейсовые, собственно гнейсовые, гранулитогнейсовые и окаймленные гнейсовые купола. Купола первых трех типов часто сопутствуют архейским складчатым овалам или образуют обширные поля в протерозойских сооружениях. Окаймленные гнейсовые купола известны и в более молодых структурах.

В образовании куполовидных структур различных типов большую роль играл подъем реоморфизованного материала, сопровождаемый метаморфизмом и гранитизацией вмещающих пород, проявлением пластичности, ведущей к возникновению изоклинальных складок в обрамле-

нии куполов, образованию ориентированных структур в расположении цветных минералов в их ядрах. Поднятие реоморфизованного материала происходило в результате увеличения объема, уменьшения удельного веса вещества под действием теплового потока, поступления газообразных и жидких флюидов. Подобный генезис описан в многочисленных работах (Escola, 1949; Wegmann, 1953; Haller, 1956; Белоусов, 1962, 1966; Павловский, 1962, 1970; Каляев, 1965, 1970; Салоп, 1971, и другие). Явления повторного диапиризма магматического вещества, проявлявшиеся во многих протерозойских структурах, также широко известны.

Как отражаются структуры куполов в более молодом протерозойском, рифейском ярусах? В ряде областей распространения молодых докембрийских структур — в байкалидах и в зонах более ранней консолидации среди каледонских складчатых систем, — известны куполовидные, валообразные складчатые формы в строении антиклинориев. Примерами таких сооружений являются рифейский Майтубинский антиклинорий в каледонидах западной части Центрального Казахстана (Павлова, 1964), Приенисейский антиклинорий в структуре байкалид Енисейского кряжа (Белянкина, Долгинов, 1965), антиклинории Байкальской складчатой области (Клитин и др., 1970).

Соотношения куполовидных форм с типичными куполами в вертикальном разрезе могут быть рассмотрены при сопоставлении строения Майтубинского антиклинория в Южном Улутау с районом Кокчетавского поднятия. Они расположены в единой зоне поднятий западной части Центрального Казахстана. Кокчетавское поднятие представляет более глубокий срез по сравнению с Южно-Улутавским. Оно сложено гнейсами и кристаллическими сланцами Зерендинской серии. Описывая строение Кокчетавского массива, О. М. Розен и В. И. Серых (1969) отмечают, что основными элементами его структуры являются купола. Наиболее крупный Зерендинский купол достигает 80 км в диаметре, тогда как размеры сопровождающих его мелких куполов не превышают 15 км (рис. 1). Они имеют относительно простую форму, осложненную системой внутрипластовых складок на крыльях. Складки очень разнообразны — изоклинальны, килевидны, линейны и брахиформны. В плане они огибают купола и образуют сложные виргации. На фоне складок развита внутрипластовая плейчатость и будинаж. Рассматривая эти дислокации, авторы приходят к выводу об их образовании в условиях пластического течения вещества при воздымании структур первого порядка. Амплитуда воздымания апикальной части достигала нескольких километров. Время образования дислокаций совпадает с проявлением метаморфизма в условиях амфиболитовой фации и гранитизации (1400—1300 (?) и 1000 млн. лет.)

В Майтубинском антиклинории, слагающем ядро Южно-Улутавского поднятия, структуры первого порядка представляют в плане удлиненно-овальные куполовидные формы с соотношениями осей 1:5, 3:5. Наиболее крупные достигают 35 км в длину, более мелкие не превышают 10 км (рис. 2). Общие размеры антиклинория в современном срезе — 150×40 км. В настоящее время известна лишь часть этого рифейского сооружения. С запада оно в значительной мере перекрыто отложениями нижнего палеозоя, слагающими Байконурский синклинорий. Вследствие этого антиклинорий имеет резко асимметричное строение.

Антиклинальные формы в пределах антиклинория сложены кислыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В осевой части антиклинория, в ядрах антиклиналей вскрываются граниты и гранито-гнейсы, а крылья сложены существенно гранитизированными породами.

Анализ мощностей, фаций отложений и перерывов в разрезах пород, слагающих Майтубинский антиклинорий, позволил выяснить, что формирование этой структуры было конседиментационным (Павлова, 1964.

1967). Различия в мощностях отложений в антиклинальных и синклиналиных формах антиклинория и его восточного крыла, а также заметные фациальные изменения свидетельствуют о его структурном расчленении в период осадконакопления. Гранитизация, наиболее значительно проявившаяся в осевой части антиклинория, привела к образованию

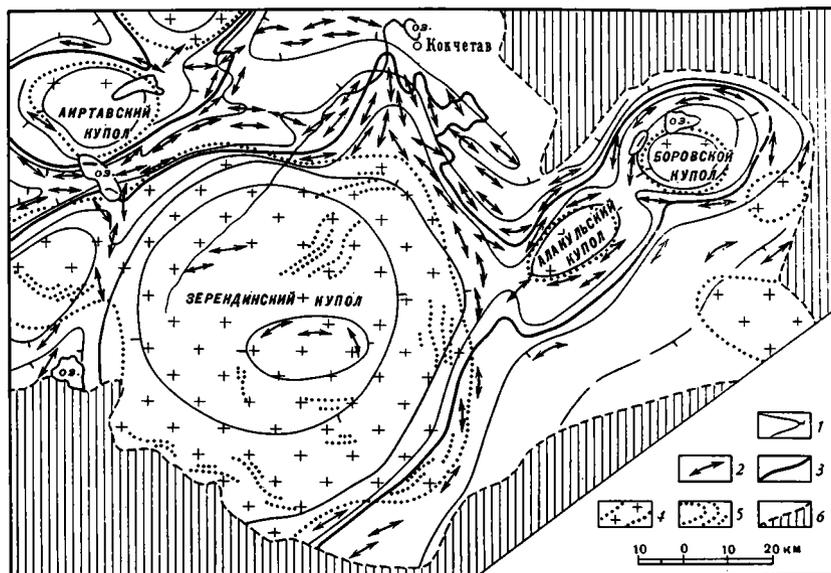


Рис. 1. Структура древнего ядра Кокчетавского докембрийского массива (по О. М. Розену, В. И. Серых, 1969)

1 — условные стратизогипсы в отложениях раннего докембрия (приблизительно соответствуют уровню средней части разреза берлыкской свиты); бергштрихи направлены в сторону общего погружения толщ; 2 — простира́ния мелких складок в породах раннего докембрия; 3 — кровля берлыкской свиты в современном эрозионном срезе (реконструкция по отдельным фрагментам); 4 — гранитоиды; 5 — простира́ния линейной и плоскостной ориентировки минералов и ксенолитов в гранитоидах; 6 — область сплошного развития палеозойских отложений

Примечание. Простира́ния докембрийских складок внутри полей развития гранитоидов нанесены по данным изучения останцов и ксенолитов раннедокембрийских пород

последовательного ряда гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов. Рубеж метаморфизма и гранитизации, по данным Казахской экспедиции МГУ, полученным альфа-свинцовым и свинцово-урано-ториевым методами, 1000—1100 млн. лет (Богатырева и др. 1969). Согласно залегание гранитов и гранито-гнейсов в складчатых формах и конседиментационное развитие самих форм свидетельствуют об одновременном проявлении магматизма и складкообразования.

Сопоставление морфологии структур Кокчетавского массива и Майтубинского антиклинория показывает, что первые являются более изометричными, округлыми. Размеры же более мелких куполов Кокчетавского массива того же порядка, что и размеры куполовидных структур Майтубинского антиклинория. Подобные же размеры имеют рифейские гранито-гнейсовые валы и купола Приенисейского антиклинория. Они достигают по длинной оси 20—50 км, соотношения коротких и длинных осей варьируют от 1:4 до 1:10 (Белянкина, Долгинов, 1965).

Соотношения между структурами типа гранито-гнейсовых куполов и конседиментационными антиклинориями могут быть рассмотрены

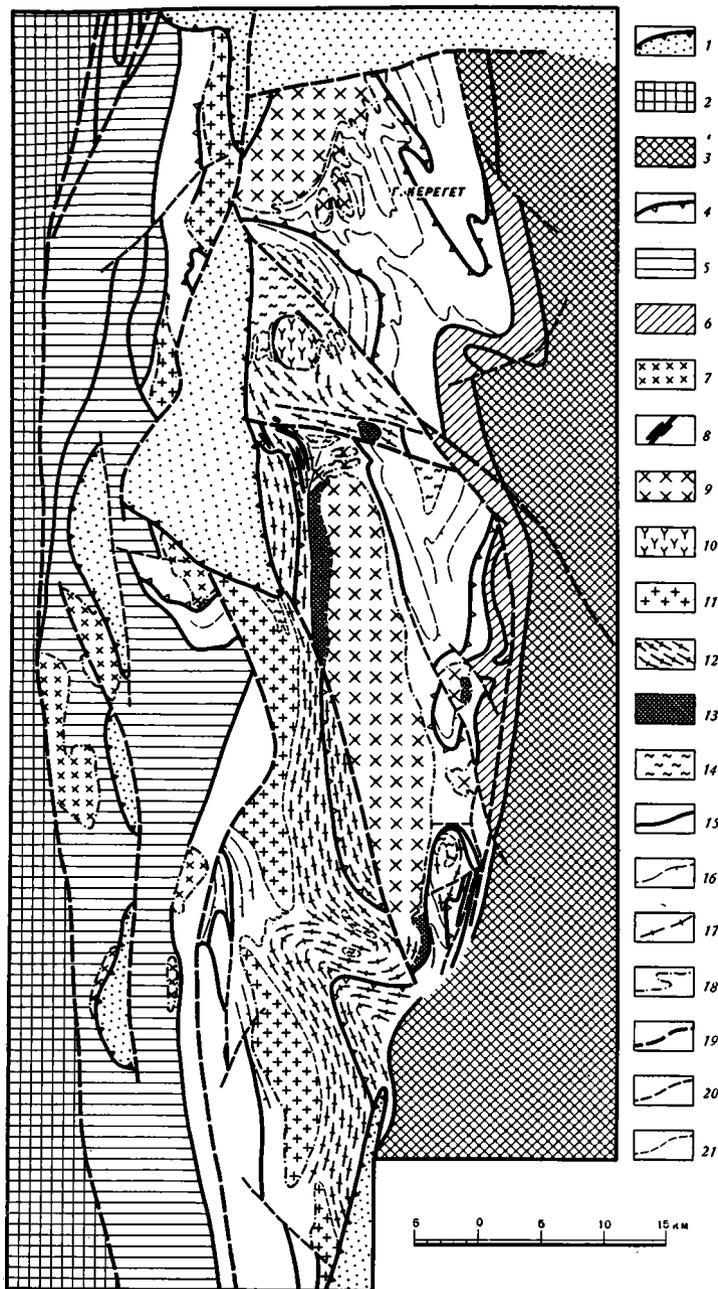


Рис. 2. Тектоническая схема центральной части Южного Улутау. Составила Т. Г. Павлова с использованием материалов А. Л. Книппера, М. С. Маркова и Н. А. Штрейса  
 1 — наложенные мульды и грабен-синклинали среднего палеозоя; 2 — нижнепалеозойский Байконурский синклиорий; 3 — рифейский Карсакапайский синклиорий; 4 — рифейский Майтубинский антиклиорий, антиклинали и синклинали в его пределах; 5 — зона сочленения Майтубинского антиклинория и Байконурского синклинория; 6 — зона сочленения Майтубинского антиклинория и Карсакапайского синклинория; 7 — додевонские гранодиориты; 8 — протерозойские пластовые и жильные габбро и габбро-диабазы; 9 — верхнепротерозойские диориты; 10 — верхнепротерозойские щелочные и нефелиновые сиениты; 11 — верхнепротерозойские граниты; 12 — верхнепротерозойские гранито-гнейсы; 13 — диоритовидные породы; 14 — гранитизированные породы; 15 — границы между свитами, разделенными перерывами в осадкообразовании; 16 — условные структурные линии внутри свит; 17 — простирающие гнейсовидности; 18 — интрузивные контакты; 19 — крупные разрывные нарушения; 20 — мелкие разрывные нарушения; 21 — условные границы при постепенных переходах

также при сравнении западной части Алданского щита и Чуйского, Тонодского и Нечерского нижнепротерозойских антиклинориев.

Западная часть Алданского щита представляет собой более глубокий срез по сравнению со структурой Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев, и в ее строении большую роль играют основные кристаллические сланцы, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Среди архейских пород в виде гранито-гнейсовых куполов, валов и чаш, размером в первые десятки километров, локализуется нижнепротерозойские гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты. Они слагают целые поля. Возраст гранитоидов, определенный различными методами, 2400—1900 млн. лет (Глуховский, 1970; Лейтес, Федоровский, 1972).

К северо-западу от этого района расположены Чуйский, Тонодский и Нечерский антиклинории. Они сложены ниже- и среднепротерозойскими комплексами метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях терригенных и кислых вулканогенно-осадочных пород. Антиклинории дугообразно расположены в плане. Средний—Тонодский—представляет вытянутый замкнутый овал размером  $180 \times 30$  км, сопоставимый по размерам с Майтубинским антиклинорием. В Чуйском и Нечерском относительно простую форму в плане имеют периклинальные замыкания, обращенные в сторону среднего антиклинория. Хотя породы в крыльях антиклинориев и смяты в мелкие, нередко изоклинальные складки, общий наклон их крыльев относительно пологий ( $30-40^\circ$ ), а своды плоские. В ядрах всех трех антиклинориев залегают гранито-гнейсы и граниты, возраст которых характеризуется радиологическими данными в 1900—1700 млн. лет. Конседиментационное развитие антиклинориев устанавливается на основании уменьшения мощностей как в среднепротерозойских, так и в вышележащих рифейских разрезах и в появлении более грубообломочного материала по направлению к ядрам структур (Клитин и др., 1970).

Куполовидные структуры Майтубинского, Приенисейского рифейских антиклинориев и Чуйского, Тонодского, Нечерского нижнепротерозойских антиклинориев служат характерными примерами складчатых форм с гранито-гнейсами и гранитами, залегающими в ядрах антиклинальных структур, для которых по крайней мере парагенетические связи очевидны. Изменение мощностей и фаций пород в приведенных примерах свидетельствует о длительном конседиментационном развитии подобного типа структур.

Было отмечено (Павлова, 1967), что конседиментационный рост относительных поднятий происходит на ранней стадии формирования куполов. Следует подчеркнуть, что это явление может быть установлено лишь на ранней стадии тех структур, в которых последующие процессы гранитообразования не были столь активны и не привели к пластичности вмещающих пород. Такие наблюдения, очевидно, могут быть сделаны лишь в более высоких «структурных этажах», примерами которых являются рифейские сооружения.

Очевидно, развитие рифейских антиклинальных поднятий тесно связано с дальнейшей жизнью более глубоких гнейсовых складчатых овалов, а отдельные куполовидные формы являются отражением ремобилизации куполов в их пределах. Сам процесс повторной ремобилизации известен по целому ряду работ в конкретных регионах. Являясь прерывистым, он в то же время охватывает очень значительные интервалы времени.

Тип конседиментационной складчатости имеет, по-видимому, более широкое значение, чем это отмечает В. Е. Ханн (1970). Нельзя не согласиться, что основная часть геосинклинальной складчатости имеет постседиментационную природу. Однако тип конседиментационного «геоантиклинального» складкообразования, присущий областям ранних под-

нятий в пределах геосинклинальных систем, является очень характерным. По вертикали этот тип во времени сменяет глубинную складчатость, сопровождающую образование куполов в областях устойчиво развивающихся поднятий раннего заложения. Это геантиклинальные поднятия, в которых тенденция к развитию в «сиалическом профиле» намечается уже на ранних стадиях и отражается в слагающих их формациях миогеосинклинального типа или кислых вулканогенно-осадочных комплексах. Реликты более древних основных вулканогенных толщ (обычно значительно метаморфизованных) устанавливаются лишь в наиболее глубинных срезах структуры. Ярким примером такого типа сооружений являются западная часть Алданского щита и Чуйский, Тондский и Нечерский антиклинории.

Известны и другие соотношения складчатости и куполообразования, по-видимому, свойственные областям геантиклинальных поднятий «позднего» заложения, где процесс гранитообразования накладывается на структуры, сложенные формациями эвгеосинклинального типа. Описаны своеобразные, сравнительно мелкие купола (диаметром первые километры), в которых при детальном структурном анализе выявляются признаки более ранней складчатости. Хорошо изученными примерами их являются Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория, сложенного мощными зеленокаменными раннепалеозойскими толщами (Чесноков, 1967). Они характеризуют не унаследованное, а наложенное диапирообразование на ранее сформированную складчатость геосинклинального типа.

В свете изложенных выше данных об истории развития глубинных структур, очевидно, справедливы предположения об активном воздействии гранитообразования на формирование геантиклинальных поднятий. Ранее в несколько ином виде М. В. Муратов (1955) отмечал, что конседиментационный рост поднятий, превращающихся в антиклинории, связан с постепенным увеличением объема их ядра, представляющего собой магматическую камеру. Приуроченность гранитоидов батолитового типа к областям поднятий в палеозойских складчатых сооружениях широко известна (Кузнецов, 1964; Муратов, 1968; Штрейс, 1968; Кузнецов и Яншин, 1967).

Примером альпийских сооружений, в которых была установлена большая роль гранитного диапиризма, является осевая зона Кавказа (Сорский, 1962). Поднятие, сопровождавшееся наиболее интенсивной складчатостью и метаморфизмом в осевой зоне, произошло в результате мощного разогрева пород нижней части разреза и образования огромного гранитно-метаморфического диапира, его медленного всплывания и вспучивания. Это положение подтверждается нахождением крупных гранито-гнейсовых куполов в наиболее глубинных срезах зон Главного и Передового хребтов (Самохин, 1958; Демин, 1960). За счет увеличения мощности «гранитного» слоя в центральной части Западного и Восточного Кавказа произошло значительное увеличение мощности коры (Сорский, 1962).

Связь процесса образования неотектонических поднятий с формированием гранитоидных послескладчатых интрузий убедительно показана Э. Н. Лишневским (1965) на примере южной части советского Дальнего Востока. При анализе карты неотектонических движений и карты распространения молодых послескладчатых гранитоидов, а также гравиметрических материалов выявлено, что остаточные гравитационные минимумы часто соответствуют скоплениям гранитоидов, концентрирующихся в наиболее приподнятых участках. Подъем гранитоидов, продолжавшийся и после их застывания, был, по мнению Э. Н. Лишневского (1965), непосредственной причиной формирования большинства современных горных сооружений района.

Рассмотрение материалов по разновозрастным поднятиям позволяет подчеркнуть, что в их формировании большую роль играл гранитоидный магматизм. В более глубинных структурах он представлен гранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами, а на более высоких срезках — гранитоидами типа батолитов. Гранитоидный магматизм контролирует целый класс крупных длительно развивавшихся во времени поднятий — от гнейсовых складчатых овалов архея до неотектонических поднятий позднейшего времени. Гнейсовые купола, являющиеся деталями складчатых овалов, сменяются по вертикали куполовидными складками антиклинальных поднятий.

Анализ регионального гравитационного поля южной части Дальнего Востока показывает, по мнению Э. Н. Лишневого (1965), что региональные минимумы силы тяжести, характеризующие строение глубинных горизонтов земной коры, соответствуют не отдельным положительным неотектоническим структурам, а обширным по площади сводовым поднятиям (мегаструктурам). Размеры изометричных по форме минимумов достигают 100 км, а протяженных линейных — 250 км. Сводовые поднятия приурочены к зонам регионального увеличения мощности «гранитного» слоя и земной коры в целом. Такие соотношения позволяют предположить, что на глубине, в основании мегаструктур могли развиваться складчатые овалы. Не вызывает сомнений, что процесс, ведущий к увеличению мощности «гранитного» слоя, не одновременен и охватывает различные интервалы геологической истории в различных складчатых областях. Из этого положения возникает вопрос — только ли в архее формировались структуры типа складчатых овалов, или они могли образоваться на глубине и в более позднее геологическое время в областях активного молодого гранитоидного магматизма? Допуская такую возможность, следует подчеркнуть, что вследствие большой геологической длительности развития вертикального ряда гранитоидных формаций формирование глубинных складчатых овалов могло происходить существенно раньше, чем шло образование геантиклинальных поднятий. Так, в рассматривавшемся выше примере Алданского щита время формирования гранито-гнейсов, слагающих купола в западной части щита, датировано по радиологическим данным 2400—1900 млн. лет., а последующее становление гранитоидов в этом районе и в структуре Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев — 1900 ± 100—1700 ± 170 млн. лет (Лейтес, Федоровский, 1972; Кориковский, Федоровский, 1970).

Неоднократно осуждался вопрос об изменении тектонического стиля во времени и смене нелинейных структур линейными (Марков, 1962; Павловский, 1962, 1970; Павловский, Марков, 1963; Салоп, 1971, Шейнманн, 1970, и др.) Однако при рассмотрении этих соотношений следует подчеркнуть, что линейность свойственна другому классу структур — геосинклинальным прогибам, трогам, ограничивающим или секущим области поднятий. Анализ строения поднятий, которым сопутствует гранитный магматизм, приводит к выводу о постоянной тенденции к образованию изометричных структур. Эта тенденция проявляется даже в тех случаях, когда такие формы, как купола, в плане располагаются линейно. Даже в такой «линейной» структуре, как складчатое сооружение Главного хребта Большого Кавказа, не отмечено линейного расположения герцинских гранитов и связанных с ними складчатых структур (Сомин, 1965). Стремление к изометричным формам связано с самим генезисом гранитов, приводящим к образованию форм, напоминающих, по образному сравнению Ю. М. Шейнманна (1970), «пузыри в вязкой вскипающей жидкости».

- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Структуры рифей в северо-западной части Енисейского кряжа.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Геолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М. «Наука», 1966.
- Богатырева Н. А., Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И., Филиппович И. З. Результаты исследований по определению радиологического возраста метаморфических комплексов Центрального Казахстана и сравнительная оценка полученных данных.— Тез. докл. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня, М., Ротапринт, МГУ, 1969.
- Вопросы тектоники докембрия континентов.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1970, вып. 129.
- Глуховский М. З. Тектоника фундамента и чехла протоплатформы Восточной Сибири, Автореф. канд. дис. М., 1970. (Геол. ин-т АН СССР).
- Грабкин О. В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. Вестн. МГУ. 1965. Сер. геол., № 1.
- Демин А. М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Большого Кавказ в бассейне р. Теберды. Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9.
- Докембрий Скандинавии. Под редакцией К. Ранкамы. М., «Мир», 1967.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалidy юго-востока Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуречья Нечеры и Бульбухты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна).— Геотектоника, 1972, № 2.
- Лишневецкий Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, АН СССР, 1962, вып. 5.
- Медный пояс Северной Родезии (под редакцией Ф. Мендельсона). М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Муратов М. В. Происхождение глубоководной впадины Черного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1955, т. 30.
- Муратов М. В. Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем. Междунар. Геол. конгр. XXIII сес. Проблема 2. «Вулканизм и тектогенез», М., «Наука», 1963.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улуту.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 101.
- Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов.— Геотектоника, 1967, № 3.
- Павловский Е. Б. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Розен О. М., Серых В. И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении.— Тр. Центр.-Казахстанского геол. управления, 1969, № 3.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, вып. 4.
- Самохин А. А. Структура и магматизм осевой зоны антиклинория Передового хребта в бассейне р. Лабы. Научн. докл. высш. школы. Сер. геол.-географ. наук, 1958, № 3.
- Сомин М. Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тектоника фундамента древних платформ. Тез. докл. совещ. М., 1971.
- Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1970, № 3.
- Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелил.— Сов. геология, 1963, № 4.

- Чесноков С. В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. канд. дис., 1967. (Ун-т Дружбы народов им. Патриса Лумумбы).
- Шейнман Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. Междунар. Геол. конгресс. XXIII сес. Проблема 2. «Вулканизм и тектогенез». М., «Наука», 1968.
- Choubert B. Le probleme des structures tectoniques surimposees en Guyane francaise.— Bull. Soc. Geol. France, 1960, t. 11, No. 7.
- Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la geologie la Guyane francaise.— Bull. Soc. Geol. France, 1965, t. 8, No. 1.
- Eskola P. The problem of Mantled Gneiss Domes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, v. 104.
- Haller J. Probleme der Tiefentektonik, Bauformen in Migmatit Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden.— Geol. Rundschau. 1956, Bd. 45, H. 2.
- MacGregor A. M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.— Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1951, v. 54.
- Kranch E. H. On folding — movements in the zone of the basement.— Geol. Rundschau, 1957, Bd 46, H. 2.
- Wegmann E. Über Gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke.— Geol. Rundschau. 1953, Bd 41.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
26 июля 1971 г.

---

УДК 551.21/22 + 551.24 (477)

Р. И. КУТАС

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Рассматривается распределение теплового потока на территории Украины в связи с тектоникой и историей развития основных структурных элементов. Сопоставление величины теплового потока с мощностью земной коры, концентрацией радиоактивных элементов, особенностями развития тектонических процессов позволяет сделать вывод, что формирование теплового поля верхних слоев Земли происходит под влиянием как внутренних источников тепла, так и процессов в мантии, перераспределяющих тепловую энергию.

Одним из главных источников энергии, определяющих течение геологической истории, является внутреннее тепло Земли, проявляющееся в виде теплового потока. За последние годы выполнен значительный объем определений теплового потока на континентах, на дне морей и океанов. Эти данные послужили исходным материалом для вычисления средних величин теплового потока и получения общих закономерностей его распределения (Смирнов, 1968; Lee, Uyeda, 1965).

На территории Украины к настоящему времени тепловой поток измерен в 200 пунктах (Любимова и др., 1964; Кутас, 1966; Гордиенко, Кутас, 1968, 1970; Кутас, Гордиенко, 1970; Lebedev, Kutas, Gordijenko, 1969), которые расположены во всех главных геологических структурах, образующих в пределах региона своеобразный эволюционный ряд, включающий докембрийский Украинский щит с его склонами и Днепровско-Донецким авлакогеном, молодую Скифскую платформу, Крымскую раннеальпийскую и Карпатскую складчатые области и их предгорные и межгорные прогибы. Распределение точек наблюдения и их плотность в разных тектонических зонах существенно различаются, что объясняется методическими особенностями измерения теплового потока и их зависимостью от наличия глубоких скважин, удовлетворяющих определенным техническим условиям.

Схема расположения пунктов наблюдений и величины тепловых потоков приводится на рис. 1.

Наиболее низкими значениями теплового потока характеризуется Украинский щит, в пределах которого они колеблются от 0,6 до 0,9  $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ , причем более низкие значения зарегистрированы в центральной части щита, а несколько повышенные — в пределах Криворожской зоны. В настоящее время еще нет достаточного количества данных для проведения районирования щита по тепловому потоку, однако неоднородность теплового поля этого сложного в геологическом отношении региона, по-видимому, не может быть поставлена под сомнение.

На склонах щита потоки увеличиваются и составляют 0,9—1,1  $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ . Такие же величины теплового потока характерны для Днепровско-Донецкого авлакогена и лишь в юго-восточной части, на территории Донецкого бассейна они увеличиваются до 1,3—1,4  $\mu\text{кал}/\text{см}^2$ .

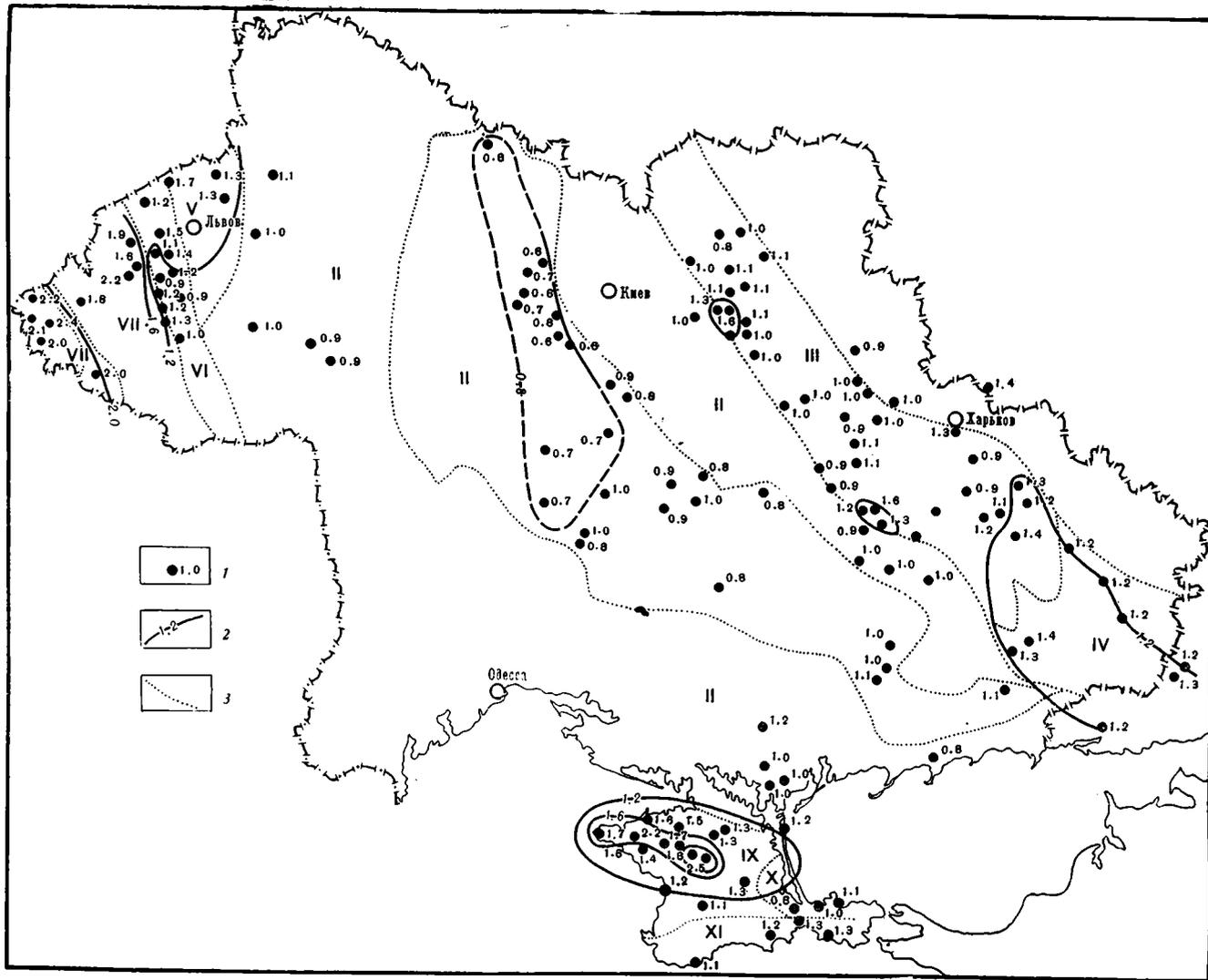


Рис. 1. Схематическая карта распределения теплового потока на территории СССР (для облегчения чтения карты сеть пунктов наблюдения разрежена)

1 — пункты наблюдения и значения теплового потока в  $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 2 — изолинии равных потоков; 3 — границы тектонических зон: I — Украинский кристаллический щит, II — склоны щита, III — Днепровско-Донецкий авлакоген, IV — Складчатый Донбасс, V — Львовский палеозойский прогиб, VI — Предкарпатский прогиб, VII — Складчатые Карпаты, VIII — Закарпатский прогиб, IX — Скифская платформа, X — Индоло-Кубанский прогиб, XI — Горный Крым

сек. Здесь на фоне относительно спокойного поля выделяется ряд аномалий потока, приуроченных к локальным структурам. Аномальные величины потока  $1,3—1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  получены в районе Прилук и Перещепино. Столь существенное повышение теплового потока можно объяснить наличием соляных куполов, способствующих усиленному выносу тепла благодаря повышенной теплопроводности соли. Приближенные расчеты, а также моделирование подобных условий позволяют оценить увеличение потока над соляным куполом в  $0,3—0,4 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Некоторое повышение теплового потока (примерно на  $0,1—0,15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ) наблюдается над нефтяными и газовыми месторождениями, а также вблизи разломов, разделяющих породы с существенно различной теплопроводностью.

Зона повышенных тепловых потоков ( $1,3—1,4 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ) охватывает также северо-западную часть Львовского палеозойского прогиба, где, по данным ряда исследователей (Бураковский и др., 1970; Муратов, 1969) выделяется складчатая зона, являющаяся продолжением герцинид Средней Европы.

Существенные вариации теплового потока наблюдаются в пределах Крымского полуострова, где в пределах небольшой территории потоки изменяются от  $0,8$  до  $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Молодая Скифская платформа характеризуется потоками  $1,2—1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , а отдельные локальные аномалии —  $2,0—2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Величиной потока  $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  выделяется Новоселовская аномалия в центральной части полуострова. Следует отметить, что центральная часть Крымского полуострова характеризуется сложным геологическим строением. Она разбита серией разломов на ряд приподнятых и опущенных блоков. Приподнятые блоки фундамента, теплопроводность пород которого почти в два раза выше перекрывающих осадков, создают в верхней части разреза аномалии теплового потока порядка  $0,2—0,3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Кроме того, в районе Новоселовской структуры на аномалию, образованную за счет поднятия блока фундамента, накладывается дополнительный поток, который выносится нагретыми водами неокоевого горизонта по крутым южным склонам Новоселовского и Красновского поднятий. Это влияние вод подтверждается фактическим материалом. Величина теплового потока, определенного в верхней части разреза (над водоносным горизонтом), составляет  $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , а в нижней части разреза (под водоносным горизонтом) в той же скважине —  $1,7 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , т. е. привнос тепла за счет движения подземных вод составляет около  $0,8 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Таким образом, общее возмущение теплового потока в верхней части разреза составляет около  $1,0—1,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , а величина неискаженного глубинного потока —  $1,4—1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Высокие тепловые потоки до  $2,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  наблюдаются в центральной части Тарханкутского полуострова. Частично их можно объяснить влиянием неоднородностей в верхней части разреза. Влияние других факторов оценить трудно. Низкие величины теплового потока ( $0,8—1,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ) соответствуют Индоло-Кубанскому прогибу. Горный Крым характеризуется тепловыми потоками  $1,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ .

В пределах Предкарпатского прогиба величина теплового потока колеблется от  $0,8$  до  $1,7 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Однако преобладают низкие величины порядка  $0,8—1,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Повышение потока до  $1,2—1,3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  наблюдается в юго-западной части внутренней зоны прогиба и увязывается с полосой антиклинальных поднятий, протягивающихся вдоль Карпат с северо-запада на юго-восток. Во внешней зоне прогиба тепловой поток изменяется с северо-запада на юго-восток от  $1,5—1,7$  до  $0,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Увеличение потока в северной части внешней зоны частично связано с поднятием складчатого фундамента под низко теплопроводными отложениями миоцена. Эту область относят к эпибайкальской платформе, переработанной в дальнейшем во время

каледонского и герцинского орогенеза. Юго-восточная часть внешней зоны с низким потоком образовалась на древнем докембрийском основании (Бураковский и др., 1970).

Наиболее прогнутая северо-восточная часть внутренней зоны Предкарпатского прогиба характеризуется несколько пониженными значениями тепловых потоков, составляющими  $0,8-0,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Это понижение связано с накоплением мощной толщи низкотеплопроводных осадков, препятствующих притоку тепла. Расчеты и моделирование показывают, что уменьшение потока в этом случае составляет около  $0,15-0,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  (Кутас, Гордиенко, 1970).

При переходе к складчатым зонам Карпат тепловой поток увеличивается до  $1,6-2,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Такие же значения потока зарегистрированы в Карпатах и на территории Чехословакии (Сегтак, 1968). Зона перехода от низких величин потока в Предкарпатском прогибе к высоким во внутренних зонах относительно узкая и не превышает  $30-50 \text{ км}$ .

Наиболее высокие значения теплового потока ( $2,0-2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ) получены в Закарпатском прогибе. Некоторые нерегулярности и локальные изменения потока связаны здесь с особенностями геологического строения верхней части разреза.

Таким образом, в масштабах исследованной территории величина теплового потока колеблется в довольно широких пределах — от  $0,6$  до  $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Однако тепловое поле имеет спокойный характер, не наблюдается резких изменений величины теплового потока. Фактически целые тектонические зоны можно охарактеризовать постоянным значением глубинного теплового потока. Локальные аномалии, как правило, связаны с нарушением условий теплопередачи в самых верхних слоях земной коры. В большинстве случаев влияние неоднородностей удается оценить.

Исходя из особенностей распределения теплового поля определялись средние величины теплового потока. Они вычислялись для отдельных структурных элементов одного возраста, причем осреднялись значения, не отличающиеся более чем на  $30\%$ . Значения с большими отклонениями выделялись в самостоятельные зоны.

Основные структурные элементы территории Украины характеризуются следующими средними величинами теплового потока: 1) Украинский щит —  $0,75 \pm 0,15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 2) склоны щита, Днепровско-Донецкая впадина, Львовский палеозойский, Предкарпатский альпийский и Индоло-Кубанский прогибы —  $1,05 \pm 0,15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 3) молодая Скифская платформа, Донецкая складчатая система, северо-западные части Львовского и Предкарпатского прогибов с предполагаемым герцинским возрастом складчатости —  $1,35 \pm 0,15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 4) Крымский мегантиклинорий —  $1,2 \pm 0,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 5) складчатые зоны Карпат —  $1,75 \pm 0,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ ; 6) Закарпатский прогиб —  $2,20 \pm 0,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ .

В формировании теплового режима Земли участвуют многие источники тепла (Любимова, 1968; Birch, 1965; MacDonald, 1963). Однако основной вклад вносит энергия распада долгоживущих радиоактивных изотопов, сосредоточенных в континентальных районах главным образом в земной коре. В связи с этим естественно предположить, что величина теплового потока должна находиться в зависимости от мощности земной коры или ее отдельных слоев.

На рис. 2 приводятся величины тепловых потоков и схематический разрез земной коры, построенный по данным ГСЗ (Соллогуб, 1967), по профилю Черное море — Воронежский массив, пересекающему существенно различные тектонические зоны (на профиль параллельно тектоническим границам нанесены значения потока, полученные на расстоянии до  $50 \text{ км}$  от профиля). Анализируя приведенные данные, можно отметить прежде всего, что величина теплового потока не находится

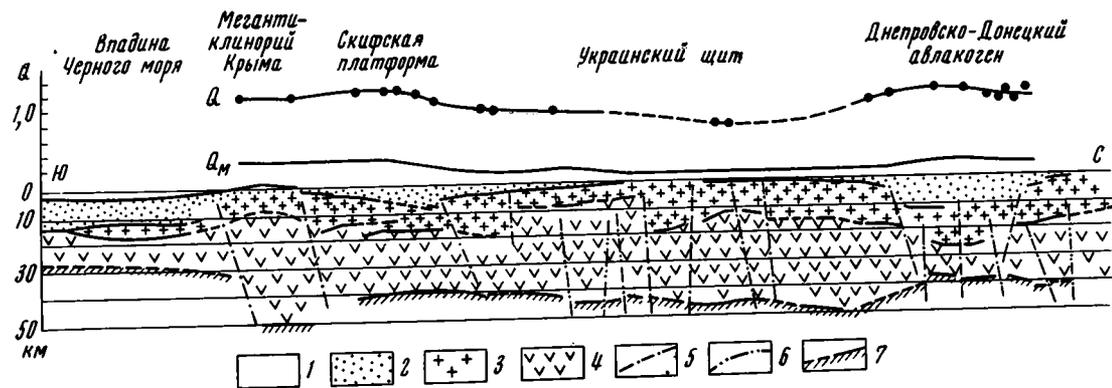


Рис. 2

Рис. 2. Строение земной коры и величина теплового потока в  $\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{сек}$  по профилю Черное море — Воронежский массив (разрез земной коры приводится по В. Б. Соллогубу и др., 1970 г.)

1 — вода, 2 — осадки, 3 — «гранитный» слой, 4 — базальтовый слой, 5 — зоны глубинных разломов, 6 — тектонические нарушения, 7 — поверхность Мохоровичича

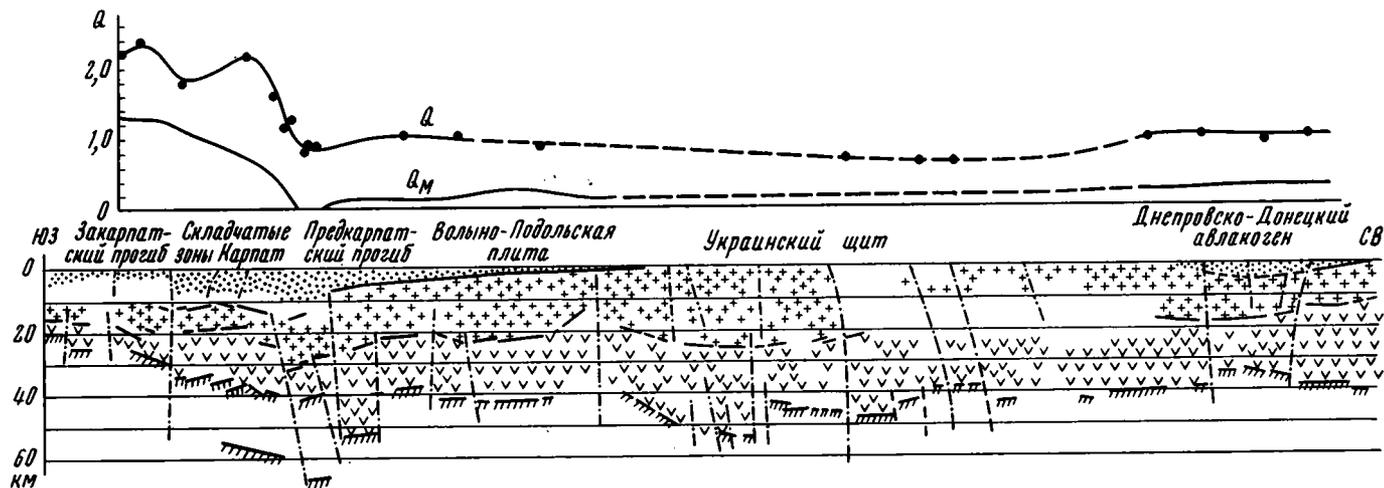


Рис. 3

Рис. 3. Строение земной коры и величина теплового потока по профилю Венгерская впадина — Днепроовско-Донецкий авлакоген (разрез земной коры приводится по В. Б. Соллогубу и др., 1970 г.). Обозначения те же, что и на рис. 2

в соответствии с мощностью земной коры. Не коррелируется также величина потока и с мощностью «гранитного» слоя, в котором концентрация радиоактивных элементов наиболее высокая. Не наблюдается заметных изменений теплового поля в зонах глубинных разломов. К аналогичным результатам можно прийти, изучая материалы по другому профилю, пересекающему Карпатский регион, Волыно-Подольскую плиту, Украинский щит и Днепровско-Донецкий авлакоген (рис. 3). Правда, в Карпатском регионе в переходной зоне Карпаты — Закарпатский прогиб намечается обратная зависимость величины теплового потока от мощности земной коры.

Поскольку величина потока зависит от содержания радиоактивных элементов, то при ее сопоставлении с мощностью земной коры или отдельных слоев необходимо учитывать концентрацию радиоактивных элементов в породах коры, которая может колебаться в значительных пределах даже в породах одного типа. К сожалению, сопоставления такого рода выполнить очень трудно. Содержание радиоактивных элементов может быть получено приближенно лишь для пород, выходящих на поверхность или залегающих на относительно небольшой глубине. Их концентрация в глубинных слоях остается неизвестной и может быть оценена лишь приближенно на основании исследования поверхностных образцов и сопоставления их физико-химических параметров.

Относительно устойчивое содержание радиоактивных элементов наблюдается в основных породах, которым свойственны сейсмические скорости, соответствующие «базальтовому» слою. Их среднее тепловыделение можно определить в  $14 \cdot 10^{-14}$  —  $16 \cdot 10^{-14}$   $\text{кал/см}^3 \cdot \text{сек}$  (Любимова, 1968; Birch, 1965). Намного сложнее получить какие-то средние значения для «гранитного» и осадочного слоев. Согласно многочисленным определениям кларков радиоактивных элементов в породах Украинского щита (Герасимов и др., 1964; Комлев и др., 1956; Ушакова, 1961, и др.), тепловыделение в них может изменяться от  $10 \cdot 10^{-14}$  до  $80 \cdot 10^{-14}$   $\text{кал/см}^3 \cdot \text{сек}$ . Примерно в таких же пределах колеблется тепловыделение в осадочных отложениях, если исходить из содержания в них радиоактивных элементов (Конский и др., 1969).

Комплексный анализ данных о строении земной коры, скоростном разрезе, содержании радиоактивных элементов в породах с различными физическими свойствами позволяет приближенно рассчитать величину потока, генерируемого в земной коре и верхней мантии и, следовательно, выяснить роль глубинных и поверхностных факторов в формировании наблюдаемого теплового потока. Такие расчеты были выполнены для приведенных выше профилей. Величина потока, поступающего из мантии, приводится на рис. 2 и 3. Как видно из рисунков, мантийный поток в стабильных районах (Украинский щит) составляет в среднем  $0,1$ — $0,15$   $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , что в целом соответствует ультраосновному составу мантии. В тектонически активных районах (Карпаты, Закарпатский прогиб) величина мантийного потока существенно возрастает. Поэтому можно считать, что наблюдаемые возмущения теплового потока происходят главным образом за счет поступления тепла из верхней мантии.

Необходимо отметить низкую точность таких расчетов, не позволяющую делать далеко идущие выводы. Это объясняется, во-первых, тем, что точность измерения теплового потока составляет в среднем  $\pm 0,1$   $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , во-вторых, ошибки в определении сейсмических границ, если даже они и соответствуют породам с разным химическим составом и разной концентрацией радиоактивных элементов, способны привести к погрешностям в расчетах до  $\pm 0,1$   $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$  и, в-третьих, примерно такого же порядка погрешности могут быть следствием ошибок при определении среднего содержания радиоактивных элементов в слоях земной коры. Поэтому аномалии мантийного потока

0,25—0,30  $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ , по-видимому, не следует учитывать или учитывать качественно, хотя существуют пути, позволяющие отнестись к полученным результатам с большим доверием. Поскольку в настоящее время невозможно повысить точность одиночных определений, то следует добиваться повышения достоверности путем накопления материала и его статистической обработки. Таким путем было получено среднее значение мантийного потока для Украинского щита ( $0,15 \pm 0,05 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ), для складчатых сооружений Донецкого бассейна и Скифской платформы ( $0,30 \pm 0,10 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ), менее достоверные оценки для складчатых зон Карпат и Закарпатского прогиба дают соответственно  $0,70 \pm 0,20$  и  $1,30 \pm 0,30 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ .

Аномалии порядка  $1,0 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$  трудно объяснить ошибками в выборе исходных параметров. Если увязывать их с повышенной концен-

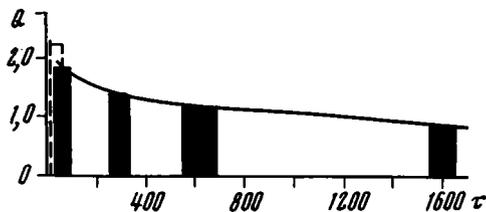


Рис. 4. Зависимость величины теплового потока на территории УССР от возраста тектогенеза. Пунктиром приведен поток для Закарпатского прогиба

трацией радиоактивных элементов в земной коре, то ее нужно увеличить в 2—3 раза. Для этого нет достаточных ни геологических, ни геофизических оснований.

Сопоставляя полученные значения наблюдаемого теплового потока и его мантийной части с особенностями тектоники и истории геологического развития исследуемой территории, можно отметить, что вы-

сокие тепловые потоки соответствуют тектонически активным областям, низкие — древним и устойчивым участкам земной коры. В складчатых районах, прошедших стадию геосинклинального развития, четко проявляется зависимость теплового потока от возраста складчатости. Такая зависимость, построенная по данным измерений на территории Украины, приводится на рис. 4.

Особенно высокий тепловой поток наблюдается в пределах Закарпатского прогиба и межгорной Венгерской впадины (Boldizsar, 1967), которая наложена на более древние, относительно жесткие структурные элементы. Она образовалась в заключительный период альпийского орогенеза, испытала значительные деформации, сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом. Однако высокий тепловой поток не является обязательным для подобных межгорных впадин. В некоторых из них зарегистрирован относительно низкий тепловой поток. Например, в Куринской и Рионской впадинах поток составляет  $1,0 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$  (Смирнов, 1968).

Следует отметить также, что ряд структурных элементов разного возраста и происхождения характеризуется весьма близкими значениями теплового потока. Так, Днепровско-Донецкая впадина, Предкарпатский прогиб, Львовский палеозойский прогиб имеют примерно одинаковый, относительно низкий по сравнению с тектонически активными зонами поток, но повышенный по отношению к кристаллическим массивам, в пределах которых тепловой поток должен быть значительно уменьшен в связи с денудацией верхних наиболее обогащенных радиоактивными элементами слоев коры.

Таким образом, фактические данные показывают, что повышение теплового потока увязывается с геосинклинальным развитием земной коры. Высокие тепловые потоки охватывают эвгеосинклинальные зоны, распространяются на миогеосинклинальные зоны и постепенно уменьшаются к периферическим участкам складчатых систем. В предгорных прогибах повышение потока уже не наблюдается. По-видимому, при их формировании изменение потока не происходит (или происходит очень

незначительно) и его величина соответствует возрасту консолидированного фундамента, на основании которого произошло образование прогиба. Примером может служить Предкарпатский прогиб с его разновозрастным фундаментом и значительными вариациями величины теплового потока. Зоны межгорий в период тектонической активизации находятся, очевидно, в более сложной обстановке и в их пределах возможны различные изменения потока в зависимости от той роли, которую они играют при формировании складчатости.

Эволюция геосинклинальных областей, как правило, заканчивается складчатостью и горообразованием. Процесс этот происходит иногда очень сложно и медленно, охватывая несколько геологических периодов. В соответствии с особенностями развития геосинклинали происходит постепенное изменение термического состояния недр, что подтверждается закономерностями в распределении теплового потока.

Ранняя стадия развития геосинклинали характеризуется погружением и накоплением мощных толщ осадочных пород. Интенсивное проявление основного вулканизма в этот период свидетельствует о повышении температуры недр и появлении очагов расплава. Однако температура земной коры фактически не изменяется, за исключением локальных зон вулканизма. Не наблюдаются явления метаморфизма. Величина теплового потока не увеличивается (изменения потока, вызванные процессом накопления осадков низкой теплопроводности и увеличением мощности земной коры за счет осадочного слоя, имеют противоположный знак и не учитываются). Так, внутренняя зона Предкарпатского прогиба до формирования складчатости в Карпатах развивалась как часть геосинклинального трога, где накапливались мощные толщи флишевых отложений, но тепловые потоки здесь имеют значения, характерные для платформенных областей. В тех же флишевых отложениях во внутренних зонах Карпат тепловые потоки увеличиваются почти в два раза. Низкие тепловые потоки наблюдаются также в авлакогенах, которые, несмотря на серьезные отличия их от геосинклинальных прогибов, имеют с ними много общих черт (Муратов, Хаин, 1968).

Такие особенности теплового поля могут быть следствием процессов, нарушающих тепловое равновесие недр на достаточно большой глубине (по-видимому, не менее 150—200 км). Легко можно показать, что возмущение теплового потока от источника на таких глубинах проявляется на поверхности Земли при распространении тепла путем теплопроводности через 100—200 млн. лет и составляет не более  $0,15—0,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$  даже в том случае, если изменение температуры достигает  $800—1000^\circ \text{C}$ , что существенно не влияет на распределение поверхностного теплового потока. Следовательно, глубинные процессы могут обусловить тектоническую активизацию и магматическую деятельность, но не нарушить распределение теплового потока.

На заключительном этапе развития геосинклинали происходит поднятие и складкообразование, сопровождающееся кислым вулканизмом во внутренних областях, образованием межгорных впадин и предгорных прогибов. Величина поверхностного теплового потока и температура земной коры значительно повышаются во всей геосинклинальной области, за исключением предгорных прогибов. Максимальный разогрев наблюдается в период складчатости или непосредственно после нее. Повышение температуры происходит за счет притока тепла снизу и приводит к зарождению очагов плавления в земной коре. Этому благоприятствует низкая температура плавления ( $600—650^\circ \text{C}$ ) гранитов в присутствии воды (Лебедев, Хитаров, 1964) и мощная толща низко-теплопроводных осадков, препятствующих оттоку тепла.

О повышенном притоке тепла на заключительной стадии развития геосинклинали свидетельствуют геологические данные. Именно в этот период усиливаются процессы метаморфизма и гранитизации (Дюфур,

1968), которые распространяются вверх и достигают иногда глубин, не превышающих первых километров. В этот период происходит образование гранитоидов и гранитных интрузий. Их абсолютный возраст совпадает со временем проявления эндогенных процессов на завершающей стадии геосинклинального развития и соответствует максимуму развитию термальных явлений.

Эти закономерности подтверждаются анализом аномалий теплового потока. Для получения наблюдаемых высоких значений потока необходим мощный приток тепла, который равноценен действию источника тепла интенсивностью около  $1 \cdot 10^{-12}$  кал/см<sup>2</sup>·сек на глубинах порядка 20—60 км (Кутас, 1968). Для конкретных условий Карпатской аномалии теплового потока были получены следующие характеристики источника повышенного теплового потока: глубина залегания в Закарпатском прогибе 20—30 км, в Карпатах — 50—60 км, интенсивность тепловыделения около  $1 \cdot 10^{-12}$  кал/см<sup>2</sup>·сек., продолжительность тепловыделения 35—50 млн. лет, причем поступление тепла примерно на 10—20 млн. лет опережает первую фазу складчатости в Карпатах (Кутас, Гордиенко, 1970). Поскольку тепло в Земле распространяется медленно, то для проникновения температурного возмущения на расстояние 35—45 км необходимо около 10—15 млн. лет. Поэтому максимальный разогрев земной коры примерно совпадает с периодом складкообразования, длительность которого не превышает одной трети — одной четверти всего цикла геосинклинального развития (Хаин, 1970). Затем происходит охлаждение, но в силу большой тепловой инерции Земли окончательное выравнивание возмущения теплового потока наблюдается лишь через несколько сотен миллионов лет.

Несмотря на то что повышение теплового потока увязывается со складчатостью, тем не менее оно не является ее следствием. Складчатость может быть как геосинклинальной, так и негеосинклинальной и образуется практически на всех стадиях становления и развития осадочных толщ земной коры. Возмущение теплового потока как уже отмечалось, связано лишь с геосинклинальным развитием, в основе которого лежат глубинные процессы в мантии, ответственные за тектоническую активность и деформации земной коры. Они происходят на разных глубинных уровнях и развиваются в течение длительного времени, способствуя, по-видимому, перераспределению тепловой энергии.

Следовательно, если исходить из данных о распределении теплового потока, то процесс развития геосинклинали можно рассматривать как постепенное перемещение энергетического фронта с больших глубин к поверхности. Причем передача энергии происходит значительно быстрее и с меньшими потерями, чем в случае переноса тепла путем теплопроводности. Однако механизм аккумуляции и передачи энергии к поверхности остается неясным, и здесь возможны пока лишь некоторые гипотетические предположения. Так, начальный период, который соответствует зарождению геосинклинального прогиба, характеризуется накоплением энергии в ограниченном объеме мантии (примерно на глубинах 400—600 км). Этот избыток энергии может образоваться на месте, если выделение тепла за счет повышенной концентрации радиоактивных элементов превышает его потери путем теплопроводности, или за счет приноса с больших глубин совместно с веществом, если в нижней мантии существует гравитационная неустойчивость и происходит дифференциация вещества. Накопление тепла приводит к повышению температуры. Нарушается термодинамическое равновесие верхней мантии, сопровождающееся перестройкой вещества, образованием фаз разной плотности и частичным плавлением. Образующаяся магма вступает в реакцию с окружающими породами, обогащается легкоплавкими и летучими компонентами и температура ее плавления понижается (Грин, Рингвуд, 1968). Одним из механизмов передачи энергии может быть процесс,

близкий по своему физико-химическому содержанию к зонной плавке (Виноградов, Ярошевский, 1965). Очаг частичного расплава получает возможность двигаться вверх за счет содержащейся в нем тепловой энергии, и если он достигнет глубин, соизмеримых с мощностью земной коры, то количество вынесенного тепла будет примерно соответствовать наблюдаемым потерям его в зонах современной активизации.

Анализ особенностей распределения теплового потока с учетом тектоники района и истории его геологического развития позволяет прийти к выводу, что в формировании теплового потока на поверхности Земли играют важную роль не только внутренние источники тепла, но и процессы, развивающиеся в мантии и способствующие перераспределению тепловой энергии. Как характер этих процессов, так и величина теплового потока меняется во времени. Поэтому тепловой поток следует рассматривать состоящим из двух составляющих: стационарной или вернее квазистационарной, обусловленной выделением тепла при распаде радиоактивных изотопов и другими внутренними источниками тепла, и нестационарной, связанной с развитием глубинных процессов. Период затухания последней составляет несколько сотен миллионов лет, а ее максимальная интенсивность, вероятно, в несколько раз превышает величину стационарной составляющей. В связи с этим среднее значение теплового потока для Земли в целом или отдельных генетически неоднородных регионов не имеет однозначного физического содержания. Неправомочным следует считать также расчет температур в земной коре и верхней мантии, основанный на решении стационарного уравнения теплопроводности, особенно в тектонически активных районах.

#### Литература

- Бураковский В. Е., Гладкий В. Н., Глушко В. В., Гуревич Б. Л., Кли-точенко И. Ф., Козловский А. Н., Муратов М. В., Нечаев В. А., По-пов В. С., Стукало А. П., Чирвинская М. В., Шпак П. Ф. Тектоническая карта УССР и МССР.— Геол. ж. АН УССР, 1970, т. 30, вып. 5.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочке Земли.— Геохимия, 1965, № 7.
- Герасимов Г. Г., Тухтарова А. Б., Майданюк В. Д. Распределение кларков урана в пределах Украинского кристаллического щита.— Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
- Гордієнко В. В., Кутас Р. І. Теплове поле Радянських Карпат і сусідніх територій.— Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 11.
- Гордієнко В. В., Кутас Р. І. Тепловий потік ДДЗ та Донбасу.— Доклад АН УРСР. Сер. Б., 1970, № 3.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн. Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Дюфур М. С. Происхождение и возраст метаморфических образований в складчатых областях.— Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Докл. сов. геол. Пробл. 3. «Наука», 1968.
- Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Иванова К. С. К геохимии радиоактивных элементов в породах Кировоград-Житомирского магматического комплекса Украины.— Тр. Раднев. ин-та АН СССР, 1956, т. 7.
- Конський М. М., Пащенко Г. П., Склярєвський В. А. Радиоактивність осадових відкладів Дніпровсько-Донецької западини.— Докл. АН УРСР. Сер. Б., 1969, № 8.
- Кутас Р. И. О величине теплового потока во внешней зоне Предкарпатского прогиба.— Геофизика и астрономия. «Наукова думка», 1966, вып. 9.
- Кутас Р. И. О связи теплового потока с глубинными процессами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 26.
- Кутас Р. И., Гордієнко В. В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат, статьи I и II — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 34—35.
- Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды.— Геохимия, 1964, № 3.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. «Наука», 1968.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений.— В кн. Геотермические исследования. «Наука», 1964.

- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Докл. сов. геол. Пробл. 3, «Наука», 1968.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В сб.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. «Наука», 1967.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Гаркаленко И. А., Червинская М. В., Турчаненко Н. Т., Лоссовский Е. К., Гейко В. С., Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Пилипенко В. Н., Смилянская Т. В., Калюжная Л. Т., Ливанова Л. П., Трипольский А. А., Лещук Ф. А., Яриш М. С., Белокуров В. С. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 38.
- Ушакова А. М. К радиоактивности пород Пержанского интрузивного массива.— Геохимия, 1961, № 4.
- Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1970, № 3.
- Birch F. Speculations on the Earth's Thermal History.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, No. 76.
- Boldizsar T. Terrestrial Heat Flow in Hungarian Permian Strate. Pure and Appl. Geophys., 1967, v. 67, No. 2.
- Сермак V. Correlation of Heat Flow Values with Tectonic Structure in Czechoslovakia.— Nature, 1958, v. 218, No. 5141.
- MacDonald G. J. F. The Deep Structure of Continents.— Rev. Geophys., 1963, No. 1(4).
- Lebedev T. S., Kutas R. I., Gordiyenko V. V. Geothermal Characteristics of the Crimean Peninsula and Some Areas of the Eastern Carpathians.— Bull. Volcand., 1969, v. 33, No. 1.
- Lee W. H. K., Uyeda S. Review of Heat Flow Data.— In: Terrestrial Heat Flow. Washington, Nat. Acad. Sci., 1965.

Институт геофизики  
АН УССР

Статья поступила  
8 февраля 1971 г.

УДК 551.242.1 (477.6)

Б. П. КАБЫШЕВ

## СКОРОСТЬ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ И ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

Проанализирована скорость прогибания и восходящих движений Днепровско-Донецкого прогиба, скорость роста пликативных и разрывных структурных форм.

По характеру и величине скорости конседиментационного и постседиментационного роста структурные формы (несоляные поднятия и разрывные нарушения) разделяются на 3 группы: 1) преимущественно конседиментационные; 2) постседиментационные структуры; 3) конседиментационно-постседиментационные структуры.

Роль конседиментационных тектонических процессов со временем (от девона до кайнозоя) уменьшалась, а постседиментационных увеличивалась.

В настоящее время работами многих исследователей (Баранов, 1965; Чирвинская, 1964; и др.) установлено, что в истории развития Днепровско-Донецкой впадины от девона до антропогена проявлялась четко выраженная цикличность: периоды прогибания и осадконакопления сменялись периодами региональных восходящих движений (так называемые фазы складчатости или фазы тектогенеза), на время которых приходятся перерывы в осадконакоплении. Эти перерывы по своему масштабу и значению неодинаковы. Одни из них (предкарбонный, предпозднепермский, предмеловой, предпалеогеновый) распространены по всей территории впадины, имеют четкую структурную выраженность и большое значение в формировании современного структурного плана, другие (предранневизейский, предпоздневизейский, преднамюрский, предбашкирский и др.) развиты только по краям седиментационного бассейна и оказали меньшее влияние на формирование структурных планов.

Представляет интерес сравнительный анализ скорости тектонических процессов на стадиях прогибания и во время региональных подъемов, так как появившиеся за последние годы данные позволяют дать другие толкования некоторым закономерностям развития тектонических процессов во времени.

В качестве временной основы принята геохронологическая шкала, одобренная международной геохронологической комиссией в 1965 г. (Афанасьев, 1968), из которой взята продолжительность периодов. Деление последних на эпохи и века выполнено на основе геохронологической шкалы А. Холмса, а там, где и в ней нет детализации,— путем пропорционального деления продолжительности периодов на количество веков в нем.

Скорость прогибания региона определялась делением мощности осадков определенных комплексов на время их отложения. Принимались максимальные значения мощностей в различных частях вдоль простираения Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Результаты

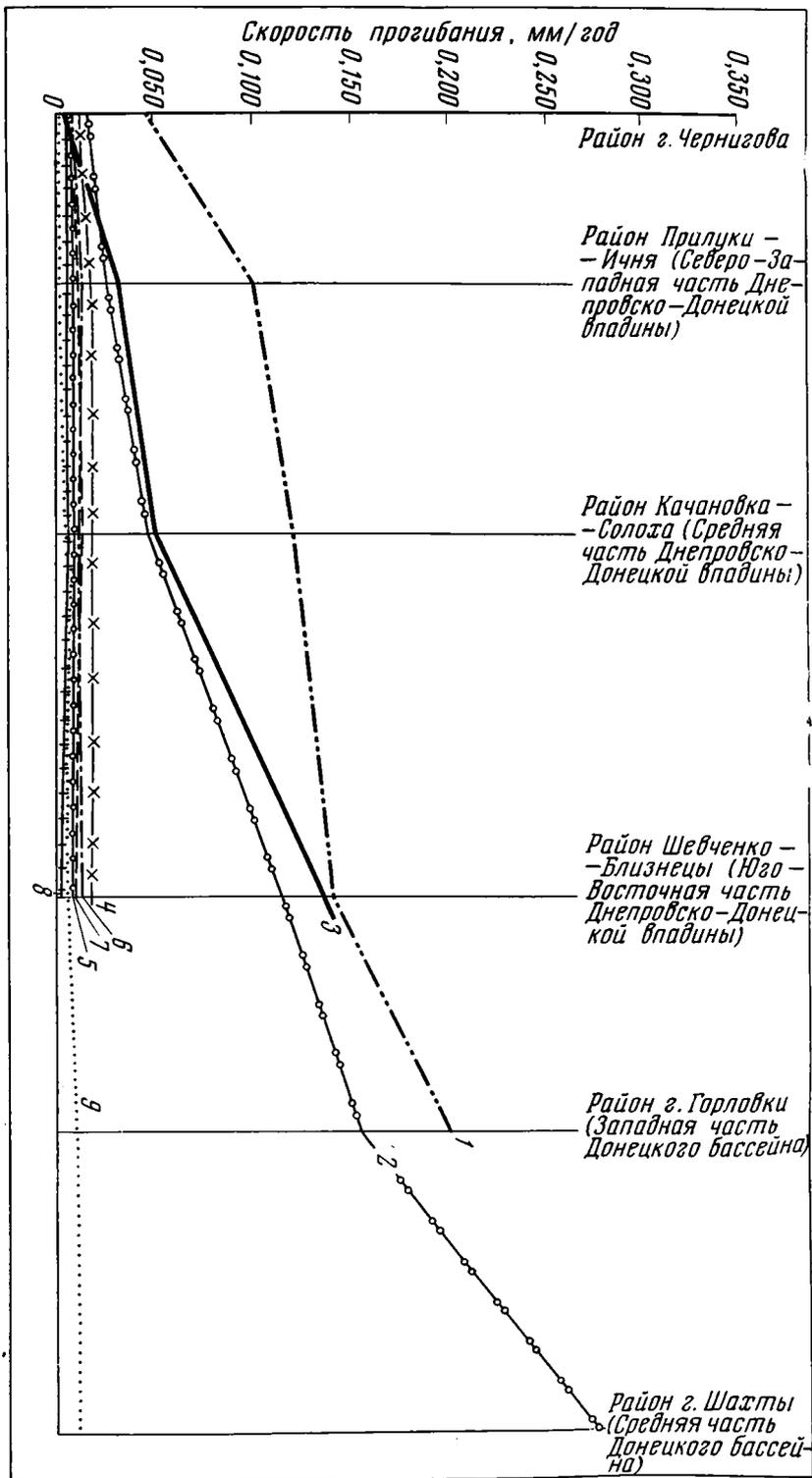


Рис. 1. Графики скоростей региональнoго прогибания и подъема Дoно-Днепровского прогиба  
 Скорoсть прогибания: 1 — девонский период; 2 — каменноугольный; 3 — раннепермский; 4 — поздне-  
 пермский; 5 — триасовый; 6 — юрский; 7 — меловой; 8 — палеогеновый; 9 — скорость подъема регио-  
 на в неоген-антропогеновое время

подсчета представлены на графиках (рис. 1), из которых можно сделать 2 основных вывода:

1. Скорость прогибания рассматриваемого региона со временем резко уменьшалась от значений  $0,046-0,140$  мм/год в девонский период до  $0,002-0,006$  мм, год в палеогене. Небольшие отклонения наблюдаются для нижней перми и триаса, что, вероятно, объясняется погрешностями в подсчетах.

2. Скорость прогибания территории увеличивалась с северо-запада к юго-востоку впадины, а в каменноугольный период — и далее к Донецкому бассейну.

Скорость региональных восходящих движений определять значительно труднее, а в ряде случаев просто невозможно. В настоящее время это можно сделать только для предмелового и предпалеогенного перерывов, а также за неотектонический этап развития. Известно, что на большей территории южной прибортовой зоны впадины полностью отсутствуют меловые и юрские отложения вследствие их размыва в предпалеогеновый и предмеловый перерывы. О том, что эти осадки здесь отлагались примерно в тех же мощностях, что и в северной прибортовой зоне, свидетельствует характер изменения мощностей и фаций разрезов мела и юры (Гончаров и др., 1967). Поэтому величину размывтой в южной прибортовой зоне мощности можно принять равной развитой в настоящее время в северной прибортовой зоне. Так, мощность мела в средней части впадины (район Качановки) составляет 700 м. Время предпалеогенового перерыва в этой части впадины составляет 12,4 млн. лет (датский век и палеоцен). Следовательно, средняя скорость подъема и размыва осадков равна  $0,060$  мм/год, или в 5 раз больше, чем скорость прогибания региона в предшествовавшее перерыву время ( $0,012$  мм/год см. рис. 1).

В северной прибортовой зоне, где сохранен от размыва значительно более полный разрез мела оценить скорость подъема количественно невозможно. Ясно только, что она была значительно меньше, чем в южной прибортовой зоне. Здесь был только сравнительно небольшой подъем территории, приведший к регрессии моря, но размыва ранее отложившихся осадков верхнего мела, вероятно, не происходило. Не исключено, что в таких местах скорость подъема не была больше скорости прогибания.

Аналогичный описанному выше подсчет для предмелового перерыва показывает, что скорость подъема южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины была в четыре раза больше, чем скорость прогибания в предшествовавшее перерыву юрское время.

Среднюю скорость подъема рассматриваемого региона за неоген-антропогенный неотектонический этап развития (после регрессии последнего харьковского моря) можно определить, используя неотектоническую карту, составленную И. Л. Соколовским и Н. Г. Волковым (1965, рис. 6). Из нее следует, что величина подъема в северо-западной части впадины составляет 80 м, в средней и юго-восточной — 150 м, в Донецком бассейне 300 м. Время восходящих движений 26 млн. лет. Исходя из этого, скорость подъема соответственно равна  $0,003$ ,  $0,006$  и  $0,011$  мм/год, т. е. близка к скорости прогибания в предшествовавшее палеогеновое время (см. рис. 1). Можно полагать, что и во время других крупных перерывов скорость региональных восходящих движений на значительных частях Днепровско-Донецкой впадины была больше, чем в смежные периоды прогибания ее, а в других частях эти скорости были соизмеримы. И так же, как и скорости прогибания, скорости подъема уменьшались от девонского периода к современному. Вследствие этой направленности в развитии скорость прогибания в более древние периоды была намного больше, чем скорость подъема в более позднее время.

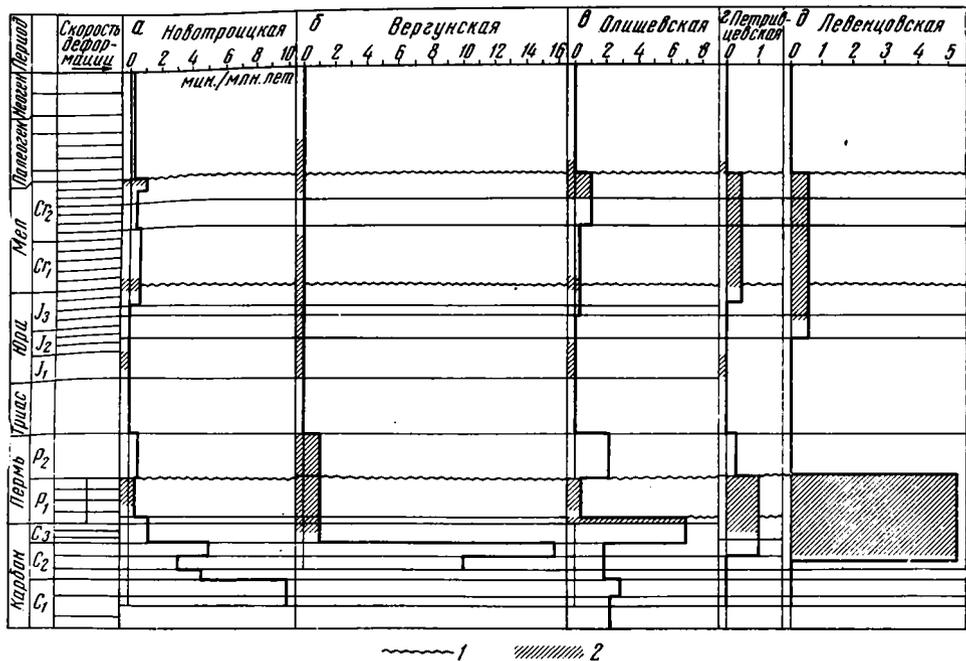


Рис. 2. Графики скорости деформации слоев в пределах локальных поднятий  
 1 — границы основных региональных перегибов; 2 — комплексы отложений, отсутствующие в районе структуры

По вопросу об интенсивности процессов складки и разрывообразования во времени существуют различные точки зрения. Г. Штилле (1964) считал, что эти процессы проходят только прерывисто (в фазы складчатости). Многие другие исследователи подходят к этому вопросу дифференцированно, считая, что формирование структур при прогибании региона или при подъеме зависит от их типа (Белоусов, 1962) или происходит в обе эти стадии, но с различной скоростью (Тетяев, 1961; Хаин, 1964; Шатский 1951). По-видимому, наиболее распространено представление, сформулированное В. Е. Хаиным о том, что складкообразование является «процессом непрерывно-прерывистым, в котором более продолжительные периоды медленного роста складок прерываются фазами более быстрого их развития и качественного изменения...» (Хаин, 1964, стр. 343). При этом более медленно происходит развитие структур на стадиях прогибания (конседиментационный рост) и более быстро — на стадиях подъема (постседиментационный рост).

По отношению к структурам Днепровско-Донецкой впадины широко распространено представление, что непрерывно-прерывисто развивались соляные структуры (Баранов, 1965; Чирвинская, 1964), а несоляные — только постседиментационно в фазы складчатости (Воробьев, Вороной, 1966; Чирвинская, 1964). Последний вывод впервые был сделан М. В. Чирвинской в 1954 г., когда глубоким бурением было изучено лишь небольшое количество структур, развитых в южной прибортовой зоне впадины, которые действительно формировались только в эпохи восходящих движений региона. Анализ большого нового фактического материала, полученного в последнее десятилетие, позволил автору (Кабышев, 1968,) прийти к выводу о широком развитии в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне конседиментационных структурных форм (пликативных и разрывных), не связанных и связанных с соляным тектогенезом.

В настоящее время представляется возможным дать количественную оценку скорости роста структур на стадиях прогиба и подъема региона. Для этого составлены графики скорости деформации пород в пределах локальных поднятий (рис. 2). По вертикальной оси графика отложены абсолютная и относительная геохронологическая шкала (Афанасьев, 1968), а по горизонтальной — средняя скорость деформации пород за определенные интервалы времени. Последняя определяется по формулам:

$$V = \frac{\alpha}{t} \quad (1)$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta h}{l}, \quad (2)$$

где  $V$  — скорость деформации, *мин/млн лет*;  $\alpha$  — деформация пород, *мин.*;  $t$  — время, *млн. лет*;  $\Delta h$  — разность мощностей отложений в крыльевой и сводовой скважинах, *м*;  $l$  — расстояние между скважинами, *м*.

На графиках отложена средняя для разных крыльев скорость деформации. Значение скорости в 0 *мин/млн лет* свидетельствует об отсутствии формирования замкнутого поднятия в соответствующие периоды времени.

Всего проанализировано более 50 структур. Ниже характеризуется скорость роста только несолянокупольных поднятий с тем, чтобы выявить закономерности региональных структуроформирующих движений без усложняющего и максирующего влияния соляного тектогенеза.

По характеру и величине скорости конседиментационного и постседиментационного роста несоляные локальные структуры рассматриваемого региона можно разделить на три группы:

1. Преимущественно конседиментационные структуры (Боровская, Вергунская, Новотроицкая и др.)<sup>1</sup> характеризуются весьма большими скоростями конседиментационного роста в карбоне (до 15—25 *мин/млн лет*) и полным отсутствием роста или значительно меньшей скоростью его (до 2—6 *мин/млн лет*) во время восходящих движений. Фактически современный облик структур этой группы на 90—100% создан конседиментационными движениями. Например, Вергунское поднятие (рис. 3, 4), расположенное в зоне Краснорецкого сброса на северной окраине Донецкого бассейна, характеризуется конседиментационным развитием в каменноугольный период. К своду поднятия увеличивается коэффициент песчаности пород, а мощности отдельных свит, залегающих согласно, наоборот, уменьшаются (рис. 4) в следующих размерах: верхнебашкирский подъярус (свиты  $C_2^2, C_2^3, C_1^4$ ) — от 1000 до 950 *м*, московский ярус (свиты  $C_2^5, C_2^6, C_2^7$ ) — от 995 до 870 *м*. Соответственно этому скорость роста поднятия в башкирский век составляла 10 *мин/млн лет*, а в московский — 16 *мин/млн лет* (см. рис. 2).

Средняя скорость роста структуры за время поздний кабан — начало триаса составляет 1,1 *мин/млн лет* (прирост амплитуды поднятия 50 *м*). Здесь на размытой поверхности свиты  $C_3^1$  верхнего карбона моноклинально залегают триасовые отложения. На первый взгляд, можно говорить о постседиментационном росте структуры, хотя и с небольшой скоростью, в астурийскую, заальскую и пфальцскую фазы складчатости (предраннепермское, предпозднепермское и предтриасовое время). Однако более вероятным является продолжение конседиментационного роста Вергунской структуры в позднем карбоне, отложения которого вместе со средним и нижним карбоном составляют один цикл осадконакопления (Чирвинская, 1964). Об этом же свидетельствует и уста-

<sup>1</sup> Конседиментационный характер развития этих структур достоверно устанавливается уменьшением мощности непрерывных интервалов разреза от крыльев к сводам и увеличением в этом направлении коэффициента песчаности разреза.

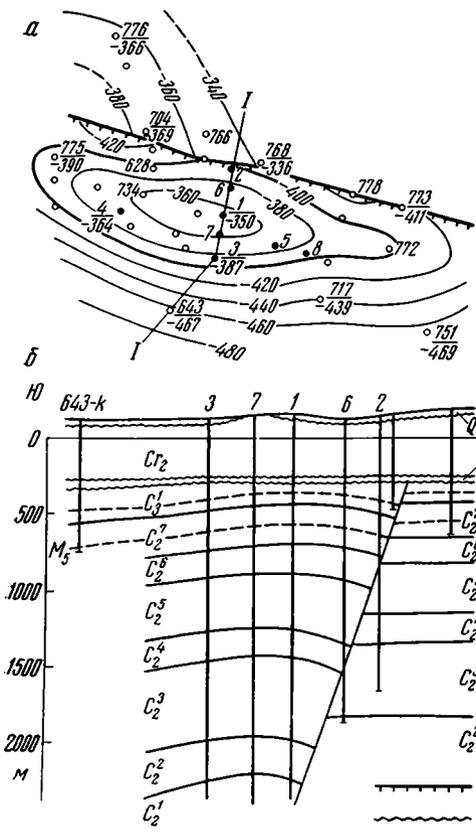


Рис. 3

Рис. 3. Вергунская площадь: а — структурная карта по реперу  $N_1^3$ ; б — геологический профиль 1 — Краснорецкий сброс; 2 — границы несогласия

Рис. 4. Вергунская площадь. Карты изопохит: а — триаса, б — между подошвой триаса и известняками  $N_1^3$  (в свите  $C_3^1$ ); в — между известняками  $N_1^3$  и  $M_5$  (в свите  $C_2^7$ ); г — между известняком  $M_5$  и кровлей свиты  $C_2^5$ ; д — свиты  $C_2^5$ ; е — свиты  $C_2^4$ ; ж — свиты  $C_2^3$  1 — Краснорецкий сброс

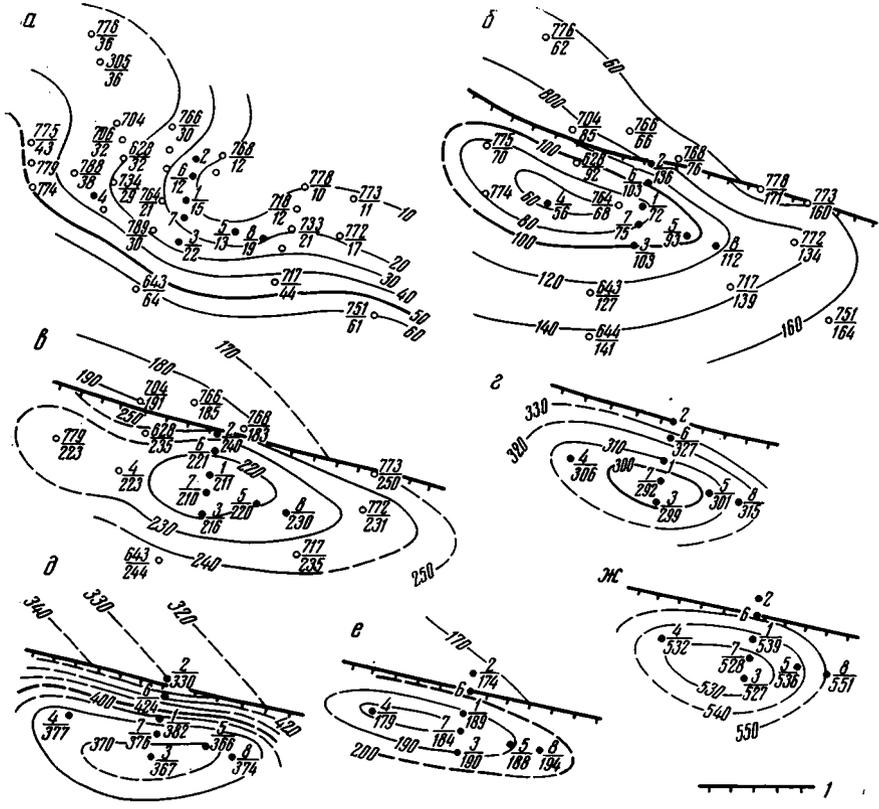


Рис. 4

новленная нами устойчивость в развитии локальных структур во все эпохи каменноугольного периода (Кабышев, 1968<sub>1</sub>).

Если, исходя из этого представления, указанный выше прирост амплитуды Вергунской структуры в 50 м отнести только на поздний карбон, то получится скорость 5,8 мин/млн лет, что несколько меньше, чем в среднекаменноугольное время. Следовательно, наиболее вероятно, что Вергунское поднятие с конца или даже со середины позднего карбона (с приближением периода инверсии в Донецком прогибе) вообще не формировалось. В предпермские и предтриасовый перерывы на северной окраине Донецкого бассейна произошел региональный размыв отложений верхнего карбона и перми, что и создало видимость постседиментационного роста развитых здесь структур.

2. Конседиментационно-постседиментационные структуры (Олишевская, Монастырищенская и др., см. рис. 2) характеризуются непрерывно-прерывистым развитием: более медленным во время прогибания региона (скорость до 1—3 мин/млн лет) и более быстрым при подъеме (скорость до 5—10 мин/млн лет).

3. Постседиментационные структуры характеризуются только прерывистым развитием во время основных региональных перерывов. К ним относятся Левенцовская, Голубовская, Пролетарская, Петрицевская, Гнилицкая, Ведильцевская и др. (см. рис. 2). На протяжении периодов осадконакопления в карбоне, перми и мезозое на этих площадях формировались моноклинали, структурные носы или флексуры. Замкнутые поднятия здесь формировались только постседиментационно в эпохи восходящих движений региона в предпозднепермское время (со скоростью 6—8 мин/млн лет), предмеловое и предпалеогеновое время (со средней скоростью до 2—3 мин/млн лет).

Скорость роста разрывных нарушений Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса с точки зрения цикличности развития подчиняется тем же закономерностям, что и скорость роста локальных структур, т. е. выделяются постседиментационные, смешанные и преимущественно конседиментационные разрывы. Постседиментационными являются все взбросы в Днепровско-Донецкой впадине и надвиги в Донецком бассейне, а также мелкие сбросы на соляных куполах.

Как указывалось ранее (Гончаров и др., 1966; Кабышев, 1968<sub>1</sub>), конседиментационное развитие установлено для северного краевого разлома Днепровского грабена, Краснорецкого сброса на северной окраине Донецкого бассейна и основных поперечных сбросов на ряде локальных структур (Богдановская и др.).

Можно определить скорость роста Краснорецкого сброса. На участке Вергунской структуры (см. рис. 3, 4) этот сброс подсечен в скважине 2 на глубине 910 м в кровле свиты  $S_2^6$  с амплитудой 140 м, а в скважине 6 — на глубине 1510 м в верхней части свиты  $S_2^4$  с амплитудой 220 м. Следовательно, прирост амплитуды сброса за время отложения свит  $S_2^5$  и  $S_2^6$  составляет 80 м. Приняв время отложения этих свит равным 5,6 млн. лет, получим скорость конседиментационного роста Краснорецкого сброса 14,3 м/млн лет (рис. 5, б). Другой способ подсчета (по разности мощностей свит  $S_2^4$  —  $S_2^7$  в опущенном и поднятом крыльях сброса) дает близкую к этой величину скорости 20 м/млн лет. Средняя же скорость роста сброса за время позднего карбона и перми составляет 0,8 м/млн лет (прирост амплитуды сброса 56 м, время 67,5 млн. лет), а при условии, что этот прирост приходится только на позднекаменноугольное время, скорость равна 4,5 м/млн лет. Аналогичные, как и при анализе скорости роста Вергунского поднятия, доводы дают основание считать, что Краснорецкий сброс с конца или середины позднекаменноугольного времени уже не формировался. Его развитие было только конседиментационным. Во многом сходно с Краснорецким сбросом происходило формирование северного краевого разлома в Днепровско-Дз-



нецкой впадине. Например, на участке Новотроицкого поднятия скорость конседиментационного роста его составляла: в поздневизейское время 17 м/млн лет, намюрское — 8 м/млн лет, башкирское — 7 м/млн лет, московское — 4 м/млн лет, поздний карбон — 8,3 м/млн лет. А средняя скорость за раннепермское время и предпозднепермский перерыв составляет 1,6 м/млн лет (рис. 5, в).

Скорость роста основных поперечных сбросов на Богдановской, Рыбальской и Погарщинской структурах составляет 3—7 м/млн лет, а в предпозднепермский и другие перерывы она, как правило, была меньше (рис. 5, а, б). Подобно локальным структурам, для разрывных нарушений Днепровско-Донецкой впадины наблюдается, в общем, уменьшение скорости роста от девона до антропогена.

Приведенный анализ скорости тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и окраинах Донецкого бассейна позволяет сделать ряд общих выводов о закономерностях ее изменения во времени и пространстве. Четко проявляется направленность в истории развития региона, заключающаяся в уменьшении скорости регионального прогибания и подъема территории и скорости формирования пликативных и разрывных структурных форм со временем. При этом тектонически самой активной была девонская и каменноугольная эпохи, а самой пассивной — кайнозойская. Уменьшение скорости происходит примерно на один порядок при переходе от палеозойской эры к мезозойской и от последней — к кайнозойской. Соответственно этому изменяется и общая деформированность пород. Это не значит, что в рассматриваемом регионе нет структурных форм молодого, например мезозойского, формирования. Такие структуры есть (Гнединцевская, Леляковская и др.), однако их количество небольшое по сравнению с древними, и они не оказывают решающего влияния на общую направленность развития тектонических процессов, а лишь усложняют их.

На фоне указанной направленности в развитии тектонических процессов четко проявляется также их цикличность, заключающаяся в чередовании периодов прогибания региона (конседиментационные этапы) и периодов регионального подъема (постседиментационные этапы). При этом устанавливается значительно большая, чем это считалось ранее, роль конседиментационных структуроформирующих движений в создании современного регионального и локального структурных планов Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна, что обусловлено большими скоростями их проявления в определенные периоды времени. Это дает основание говорить о конседиментационном и постседиментационном тектогенезе, как о двух типах (формах) тектонических процессов (движений), соизмеримых по своему значению.

Закономерности изменения скорости структуроформирующих процессов на этих этапах довольно сложные как по площади, так и во времени. Среди изученных бурением к настоящему времени структур конседиментационные и постседиментационные встречаются примерно в одинаковом соотношении, однако по площади они распространены неравномерно. Так, в северной прибортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины развиты преимущественно конседиментационные структуры (несоляные и соляные): Новотроицкая, Качановская, Рыбальская и др. В южной прибортовой зоне развиты, наоборот, преимущественно постседиментационные структуры: Левенцовская, Пролетарская, Зачепиловская, Голубовская и др.; в осевой зоне — те и другие примерно в одинаковом соотношении. На северной окраине Донецкого бассейна (в полосе между Краснорецким сбросом и Северо-Донецким надвигом) развиты структурные формы, сформировавшиеся исключительно конседиментационно в каменноугольный период. Такое площадное распространение двух типов структурных форм находится в соответствии с изменением скоростей региональных нисходящих и восходящих движений в северо-

восточной и юго-западной частях региона, что свидетельствует о генетическом единстве локальных структуроформирующих и региональных движений и, по-видимому, о происхождении первых за счет дифференциации вторых.

От девонского периода до кайнозоя происходило уменьшение относительной роли конседиментационных структуроформирующих процессов и увеличение роли постседиментационных. В настоящее время достоверно установлено конседиментационное формирование структурных форм с большими скоростями в каменноугольный и пермский периоды. По-видимому, в еще большей степени оно проявляется для еще слабо изученного девонского периода. В мезо-кайнозойское время, наоборот, повсеместно скорость постседиментационного роста структурных форм больше, чем конседиментационного.

Проявление в Днепровско-Донецкой впадине конседиментационных структуроформирующих процессов со значительными скоростями позволяет прогнозировать наличие структурных ловушек для нефти и газа в нижнекаменноугольных отложениях на участках, лишенных их по образованиям верхнего карбона, хотя между временем отложения этих комплексов и не проявлялись фазы складчатости в их современном понимании. Такими являются крупные межантиклинальные зоны между Солоховско-Диканьской и Котелевской, Распашновской и Коломакской структурами и др. Здесь прогнозируется распространение несолянокупольных поднятий конседиментационного формирования со сравнительно небольшими амплитудами (десятки метров), которые будут, безусловно, очень перспективными в нефтегазоносном отношении.

#### Литература

- Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. «Наука», 1968.
- Баранов И. Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность.— Тр. УкрНИГРИ. «Недра», 1965, вып. 12.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Воробьев Б. С., Вороной Е. Е. К вопросу образования несолянокупольных структур в Днепровско-Донецкой впадине.— Тр. УкрНИИГаз. «Недра», 1966, вып. 2.
- Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф. К вопросу о тектоническом развитии северной зоны ступенчатых сбросов Днепровско-Донецкой впадины.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, № 9.
- Гончаров Е. К., Кабышев Б. П., Шевченко А. Ф. Некоторые вопросы мезозойской истории развития Днепровско-Донецкой впадины.— В сб.: Достижения геологической науки по Днепровско-Донецкой впадине за годы Советской власти. Чернигов, 1967.
- Кабышев Б. П. Конседиментационное развитие локальных структур Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геология, 1968, № 5.
- Кабышев Б. П. Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса).— Геотектоника, 1968, № 1.
- Соколовский И. Л., Волков Н. Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. «Наукова думка», 1965.
- Тетяев М. М. Структура земной коры и условия ее развития (избранные главы).— В кн.: Проблемы тектоники. Госгеолтехиздат, 1961.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Чирвинская М. В. О характере соотношения стратиграфических комплексов осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 5.
- Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники.— Избранные труды. «Мир», 1964.

Черниговская экспедиция  
УкрНИГРИ

Статья поступила  
25 января 1971 г.

УДК 551.243.6(477.6)

И. А. МАЙДАНОВИЧ

**СТРУКТУРЫ УЗЛОВ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ КРУПНЫХ СДВИГОВ  
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

В узлах пересечения разноименных сдвигов происходит взаимное смещение обоих разломов с образованием зоны, наиболее перспективной в поисковом отношении. Из четырех жестких блоков, примыкающих к этой зоне, два противоположных блока испытывают сближение и сжатие, а два других — раздвигание в плане.

Предполагается, что жесткие блоки, образованные пересечением одноименных (двух правых или двух левых) долгоживущих сдвигов, могут испытывать вращение в горизонтальной плоскости.

Горизонтальные перемещения жестких блоков земной коры по зонам крупных сдвигов проявляются в различной форме и с разными амплитудами. Наиболее распространено сочетание горизонтальных перемещений блоков с вертикальными их подвижками по зонам крупных сбросо- и взбросо-сдвигов. Такого типа структуры детально рассмотрены во всем их многообразии в монографическом издании «Разломы и горизонтальные движения земной коры» (1963) и других работах (Гзовский, 1956; Крейтер, 1956; Муди, Хилл, 1960).

Однако до настоящего времени по существу остается неизученным один из весьма важных вопросов сдвиговой тектоники — вопрос о строении узлов пересечения крупных сдвигов. Вопрос этот крайне сложен, так как на участках пересечения сдвигов обычно происходит аномальное усложнение общей структуры районов и поэтому далеко не всегда удается хотя бы удовлетворительно отделить деформации, вызванные одним из сдвигов, от подобных им наложенных деформаций, порожденных другим. В то же время необходимость таких исследований вполне очевидна, так как только по этому пути можно прийти к выяснению влияния каждого из пересекающихся разломов на развитие структуры, а следовательно, и рудной специализации каждого конкретного участка.

В пределах изученной нами южной части Донецкого бассейна (от Криворожско-Павловского сброса на западе до Покрово-Киреевского месторождения флюорита на востоке) развита сложная сеть тектонических узлов, образованных пересечением разноименных (правых широтных и левых северо-восточных) долгоживущих сдвигов. Эти пересекающиеся разломы образуют пеструю мозаику жестких блоков, испытавших в процессе многократных подновлений разломов сложные перемещения в горизонтальной плоскости (вертикальные подвижки этих блоков также имели место, но рассмотрение их мы здесь опускаем).

Сложный комплекс детально стратифицированных осадочных толщ (от девона с небольшими перерывами до четвертичных), хорошая обнаженность и исключительно высокая степень разбуренности территории (на многих участках района сеть разведочных скважин настолько густа, что глубина этих скважин оказывается большей, чем расстояния между ними в плане) позволяют произвести детальный анализ структуры тектонических узлов.

Во всех установленных случаях перемещения жестких блоков по пересекающимся сдвигам происходят в направлении равнодействующей

щих сил. Эти силы представляют собой результирующие векторы горизонтальных напряжений, сообщаемых каждому блоку обоими сдвигами (рис. 1, А). В случае примерно равных амплитуд горизонтального смещения по обоим сдвигам (а именно такие соотношения характерны для тектонических узлов южной части Донецкого бассейна) горизонтальные

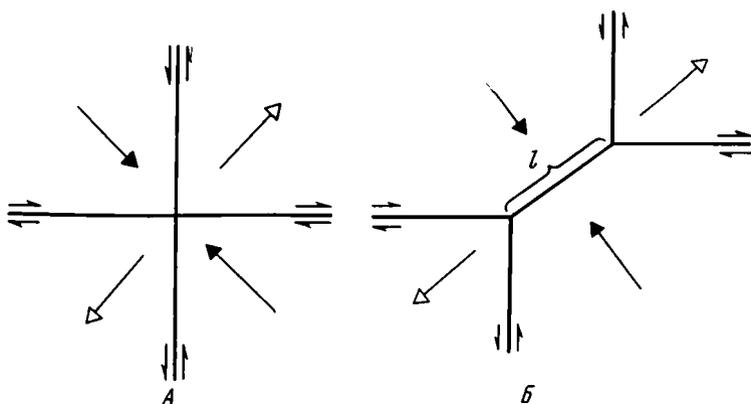


Рис. 1. Распределение горизонтальных напряжений в узле пересечения разноименных (правого и левого) долгоживущих сдвигов. А — исходное положение (до перемещения блоков); Б — итоговая картина; *l* — «зона взаимного смещения»

перемещения жестких блоков происходят в направлении условных биссектрис тектонического узла. При этом два из четырех блоков, примыкающих к тектоническому узлу, неизбежно испытывают взаимное сближение в плане, а два других, наоборот, раздвигаются (рис. 1, Б).

В результате такого сближения между блоками развиваются интенсивное сжатие и подвороты пластов до вертикального и даже опрокинутого залегания при обычном их падении в  $12-18^\circ$ . Особенно хорошо это проявлено в Войковском и Васильевском тектонических узлах.

Войковский тектонический узел (рис. 2) образован пересечением субмеридионального Войковского взбросо-сдвига (левое смещение порядка 2 км) и субширотного Колосковского сбросо-сдвига (правое смещение 800—1000 м). Площадь тектонического узла (область развития дробленых пород фундамента, аномально крутого и опрокинутого залегания осадочных толщ) составляет около 4 км<sup>2</sup>. Сближение Новозарьевского и Кальмиусского блоков, вызванное смещениями их по зонам сдвигов, привело к тому, что известняковая толща нижнего карбона (свита С<sub>1</sub><sup>1</sup>) и эффузивная свита среднего девона, залегающие в опущенном Кальмиусском блоке, на глубине свыше 1 км, вовлечены в крутую опрокинутую складку и в пределах тектонического узла выведены на докайнозойскую поверхность.

Целый ряд скважин (35, 476, 482 и др.) прошли здесь нижнекаменноугольные отложения в опрокинутом залегании: известняковая свита С<sub>1</sub><sup>1</sup> залегает вблизи поверхности, а более молодые терригенные свиты (С<sub>1</sub><sup>2</sup> и С<sub>1</sub><sup>3</sup>) — на глубине. Опрокинутое залегание однозначно устанавливается также внутри известняковой толщи по обратному порядку смены комплексов микрофауны (определения В. Х. Кириченко, трест «Артемгеология»).

Аналогичное строение имеет и Васильевский тектонический узел, образованный пересечением того же Войковского взбросо-сдвига и Васильевского субширотного взбросо-сдвига (правое смещение порядка 3—3,5 км). Узел занимает несколько большую площадь (до 6 км<sup>2</sup>), он осложнен серией даек андезитовых порфиритов и отличается особенно интенсивным дроблением пород.

По данным бурения, плоскости сдвигов сопровождаются здесь зонами дробления мощностью до 180 м. Эти зоны хорошо устанавливаются в кернах. Так, докембрийские гранитоиды в непосредственном контакте с зоной дробления нередко имеют сравнительно свежий облик, и о близости нарушения может свидетельствовать необычно большое количество мелких даек диабазов (до 5—7 на 1 м керна), интенсивное ожелезнение породы или, реже, появление милонитов.

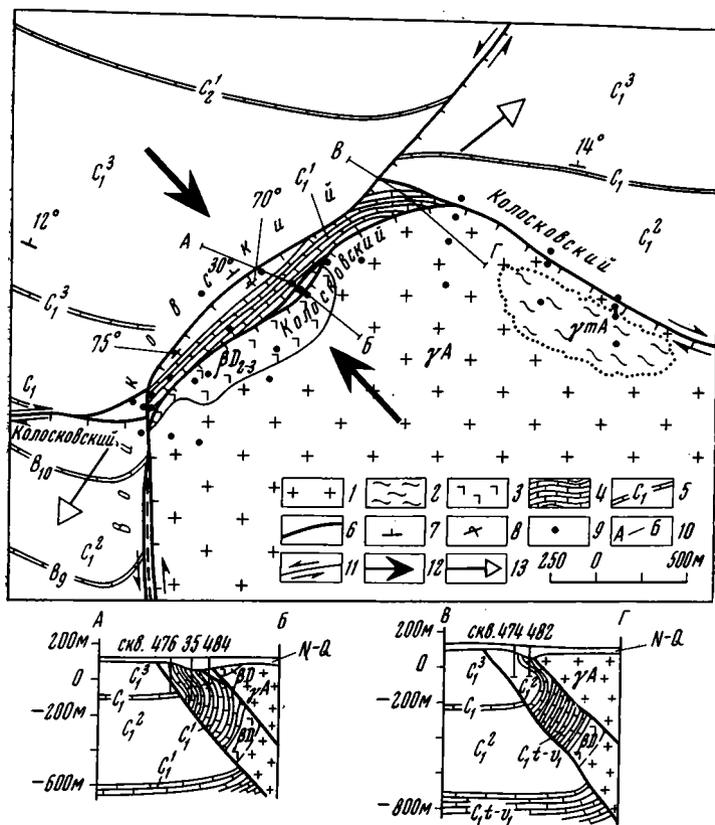


Рис. 2. Строение Войковского тектонического узла (на карте кайнозойские отложения сняты).

1 — граниты мелкозернистые; 2 — мигматиты биотитовые; 3 — базальты и лавобрекчии основного состава; 4 — известняковая толща (свита  $C_1^1$ ); 5 — маркирующие известняки карбона; 6 — зоны сдвигов; 7 — падение пластов; 8 — опрокинутое залегание; 9 — скважины; 10 — линии разрезов; 11 — направление горизонтальных перемещений по сдвигам; 12 — направление равнодействующих сил сжатия; 13 — то же, растяжения

В самой зоне дробления обломки гранитоидов изменены намного сильнее и встречаются, как правило, в виде зеленовато-черной глинисто-каолинистой рыхлой массы, нередко также в виде достаточно прочных обломков с различной порфиробластовой структурой. Размеры таких обломков составляют 0,1—2 м, иногда и более. Например, в узле пересечения Васильевского разлома с Павловским (район с. Покрово-Киреево) скв. 162 фиксирует в виде ксенолита в андезитовом порфирите, заполняющем тектонический узел, обломок граносиенита размером 45 м (расстояния между ближайшими скважинами здесь 40—80 м).

В известняковой толще зоны дробления также хорошо опознаются по крновому материалу. По мере приближения к зоне кристаллические известняки содержат все большее количество кальцитовых прожилков

различной ориентировки и мощности (от волосовидных до 0,5 м). В толще известняка эти прожилки пересекают друг друга, нередко наблюдается их взаимное смещение. Зеркала скольжения больше характерны для глинисто-известковых сланцев (нижняя часть зоны С<sub>1</sub>tb) и для крупных прожилков кальцита. В известняках они встречаются реже.

В зоне дробления известняки выщелочены и перетерты до состояния тектонической глины самой различной окраски — зеленовато-черной, бурой, охристо-желтой и белой. Обломки доломитизированных известняков более устойчивы к дроблению и выщелочены в меньшей степени (до состояния доломитового песка).

Характерно, что в брекчии тектонического узла очень часто заключены обломки пород, отличных от тех, которые непосредственно контактируют по зоне разлома. Так, в пределах Васильевского узла в зоне тектонического контакта пород докембрия с визейскими известняками отмечены на глубине 120—160 м многочисленные обломки девонских базальтоидов и песчаников, залегающих в опущенном крыле разлома на глубине более 600 м.

Силы горизонтального сжатия, возникшие в Васильевском тектоническом узле за счет сближения Еланчинского и Каракубского блоков, были настолько интенсивны, что в пределах узла наряду с субвертикальными образовалось несколько почти горизонтальных (падение 5—10°) плоскостей разрыва, по которым в соприкосновение приведены разновозрастные породы с выпадением части разреза мощностью до 350 м (рис. 3, А, Б).

Наряду со сближением и сжатием блоков в узлах пересечения разноименных сдвигов в процессе их длительного совместного развития происходит также весьма своеобразное взаимное смещение пересекающихся разломов: продольный сдвиг смещается поперечным, а поперечный в свою очередь здесь же смещается продольным. Как следствие этого в пределах тектонических узлов образуется специфический отрезок разломной зоны, общий и для продольного и для поперечного сдвигов («зона взаимного смещения» — см. рис. 1, Б, 2, 3 А).

Ширина этих зон в плане колеблется от 300—400 до 1000 м, в то время как мощность по проходке зон дробления каждого сдвига в отдельности в среднем составляет 80—100 м. По керну скважин «зоны взаимного смещения» сложены раздробленными обломками пород района (докембрийских гранитоидов, девонских основных эффузивов и полимиктовых гравелитов, нижнекарбонových известняков и содержащихся в них кремней), смешанных с темно-серой и черной карстовой глиной (см. рис. 3 Б). В отдельных случаях (см. разрезы к рис. 2) породы в «зонах смещения», хотя и испытывают дробление и сложную пластическую деформацию, но следуют друг за другом в закономерной последовательности (в нормальном или опрокинутом залегании).

Простирание «зон смещения» в южной части Донецкого бассейна СВ 40—50°, т. е. по отношению к ортогональной системе разломов, образующих тектонические узлы, они ориентированы в диагональном направлении. Это создает условия для возникновения системы диагональных трещин, которые на участке пересечения разломов, как правило, преобладают над ортогональными. Учитывая, что площадь тектонических узлов весьма незначительна (1—10 км<sup>2</sup>) и что в малоизученных районах их далеко не всегда удается установить прямым наблюдением, появление аномально интенсивной диагональной трещиноватости в приобортовых частях разломов может служить косвенным признаком близости тектонического узла.

В «зонах взаимного смещения», как правило, концентрируется максимальное количество даек. При этом даже в тех случаях, когда в зонах сдвигов при глубине скважин 350—500 м дайки вблизи узла не встречаются, в «зоне смещения» эти дайки непременно присутствуют (Васильев-

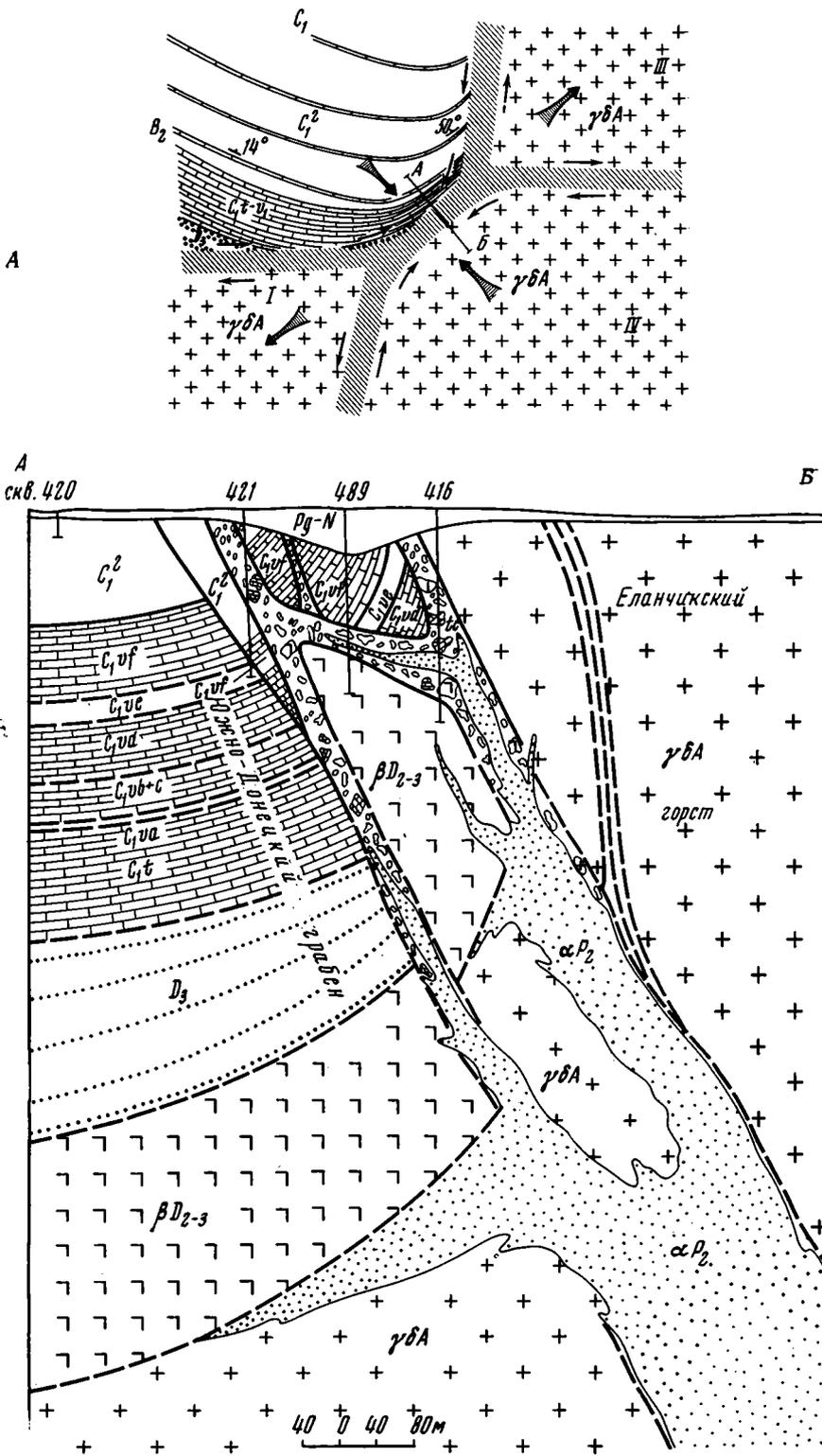


Рис. 3 А — схема строения Васильевского тектонического узла, Б — геологический разрез «зоны взаимного смещения» Васильевского и Войковского долгоживущих сдвигов (условные обозначения см. на рис. 2)

ский, Шевченковский, Кумачевский узлы). Здесь же отмечается наиболее интенсивное дробление пород и, без исключений, повышенные содержания в них различных рудных элементов. Поэтому «зоны взаимного смещения» являются наиболее важными в поисковом отношении участками тектонических узлов и расцениваются как первоочередные объекты для постановки буровых работ.

Третья существенная черта строения рассматриваемых узлов заключается в том, что очередные молодые подвижки по зонам ранее сместившихся сдвигов уже не пересекают жесткий фундамент каждый раз по новой прямой линии, а коленообразно приспособляются к своей древней смещенной зоне, повторяя каждый ее изгиб. Наиболее отчетливо это выражено в узле пересечения Павловского долгоживущего взброса с Комсомольским сбросо-сдвигом (Кумачевский тектонический узел). Павловский разлом смещен здесь вправо на 800 м, и каждый из его смещенных отрезков (южный и северный) в равной степени подновлялся во время позднедевонского, раннепермского, донижнемелового и датпалеоценового периодов активизации разломов. Характерно, что подновление этого уже смещенного разлома в последний период ( $Сг_2$ — $Рг_1$ ) было весьма значительным, в то время как для Комсомольского («смещающего») разлома верхнемеловое смещение при той же степени разбуренности установить не удается. Оказывается, таким образом, что смещенный разлом (Павловский) по времени своего последнего подновления моложе, чем смещающий его Комсомольский сбросо-сдвиг.

Поэтому при изучении возраста пересекающихся разломов приходится учитывать, что наблюдаемое нередко смещение в плане одного разлома другим может расцениваться как надежный показатель их относительного возраста только для приповерхностных («одноактных») разломов. Для разломов глубинных (долгоживущих, многофазовых) это смещение таким критерием служить не может. Для них решающим являются данные фациального анализа осадочных толщ и абсолютного возраста дайковых пород, развитых в зонах разломов. Не повторяя здесь ранее изложенных данных, отметим, что основные смещения зон глубинных разломов в южной части Донецкого бассейна произошли

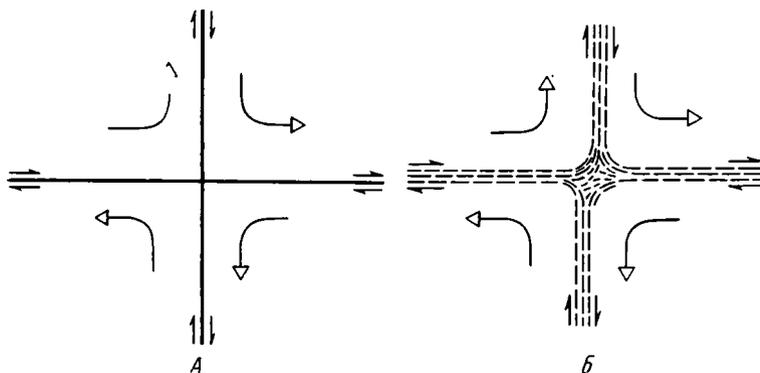


Рис. 4. Распределение горизонтальных напряжений в узле пересечения одноименных (двух правых), долгоживущих сдвигов.

А — исходное положение (до перемещения блоков), Б — предполагаемая итоговая картина

в верхнедевонскую (бретонскую) и позднекаменноугольно-раннепермскую (заальскую) фазы тектогенеза, а все последующие молодые подвижки, включая и ларамийские, осуществлялись уже по готовому «коленчатому» простиранию разломов. Это означает, что принцип прямолинейности, являющийся нередко главным критерием трассировки разломов и объединения отдельных мелких разрывов в одну зону, в таких районах должен применяться очень осторожно.

Таким образом, важнейшими особенностями структуры узлов пересечения разноименных сдвигов являются: образование «зон взаимного смещения» (искривление в плане обоих пересекающихся сдвигов), интенсивное сжатие этих зон перпендикулярно их простиранию (сближение двух противоположных блоков) и растяжение по простиранию (раздвижение двух других блоков).

Узлы пересечения одноименных долгоживущих сдвигов (двух правых или двух левых) нами в южной части Донецкого бассейна с полной достоверностью не установлены. К таким структурам может быть отнесен, вероятно, лишь узел пересечения Комсомольского сбросо-сдвига с Поперечным сдвигом (западная окраина с. Стыла). Однако этот участок почти не обнажен и, к сожалению, слабо разбурен. Тем не менее представляет интерес провести, хотя бы теоретически, подобный анализ сдвиговых напряжений и для этого типа структур. Как показано на рис. 4, в узле пересечения одноименных сдвигов на каждый из четырех жестких блоков действуют напряжения, направленные по касательной к контурам этих блоков. Прилагая силы к центру тяжести блока, мы получим типичную «пару сил», которая неизбежно должна привести к вращению блока в горизонтальной плоскости. Такого рода движение можно уподобить вращению книги на столе, если к каждому ее углу приложить усилие, направленное по часовой стрелке (левые сдвиги) или в противоположном направлении (правые сдвиги).

Непосредственно узел пересечения сдвигов при этом будет испытывать особенно интенсивные напряжения с образованием скалывания и «округления» углов тектонических блоков. В процессе многократных подновлений одноименных сдвигов узел их пересечения будет разрушаться и поэтому можно ожидать, что морфологически такие узлы проявятся как участки расширения зоны сдвига.

Разумеется, в естественных условиях такое движение блоков будет иметь мало общего с действительным вращением в полном смысле этого слова, а проявится, очевидно, в виде периодических скачкообразных (соответственно фазам тектогенеза) «проворотов» этих блоков на  $5-10^\circ$  в сочетании с их наклонами и вертикальными перемещениями.

Предполагается, что в местах пересечения двух левых долгоживущих сдвигов будет иметь место вращение блоков по часовой стрелке, в местах пересечения двух правых — в противоположном направлении.

Допущение такого движения блоков земной коры, естественно, нуждается в подтверждении фактическим материалом по тем детально изученным районам, где более широко развиты пересекающиеся системы одноименных сдвигов. Можно надеяться, что по мере поступления новых фактических данных удастся более полно изучить этот вопрос, и если окажется, что вращение блоков в горизонтальной плоскости действительно происходит в природе, то это может послужить хорошим объяснением встречающихся блоков округлой формы, а также кольцевых разломов и даек, ограничивающих эти блоки.

Кроме того, возможность вращения блоков ставит нас перед необходимостью более осторожно относиться к данным палеомагнетизма о частом и резком изменении ориентировок векторов остаточной намагниченности пород. Может оказаться, что некоторые из аномальных замеров обусловлены именно такими проворотами блоков в горизонтальной плоскости.

#### Литература

- Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. Разведка и охрана недр, 1956, № 7.  
Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолиздат, 1956.  
Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.  
Разломы и горизонтальные движения земной коры. Сб. статей под ред. А. В. Пейве, «Наука», 1963.

УДК 551.24+552.111 (571.55+572.61)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ, А. Л. СТАВЦЕВ, В. С. КОГЕН

**ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ВИТИМО-ОХОТСКОЙ ОБЛАСТИ**

Рассмотрены геологическое строение и история развития Витимо-Охотской орогенно-магматической области, состоящей из Джунгджуро-Становой (а также Восточно-Забайкальской) орогенно-магматических систем и Чарско-Олекминской и Батомгской орогенно-магматических зон. Ведущими геотектоническими процессами на протяжении развития области являются поднятие земной коры и магматизм. В истории геологического развития области выделяется ряд этапов, которые объединяются в три эпохи. Указаны характерные особенности, отличающие Витимо-Охотскую область от платформ и геосинклиналей.

**ВВЕДЕНИЕ**

Геологические исследования, проводившиеся в последние десятилетия в различных районах земного шара, показали, что далеко не все типы структур земной коры могут быть уверенно уложены в классическую схему «платформы — геосинклинали». Основные работы по этой проблеме, впервые поставленной В. А. Обручевым (1932) и Г. Ф. Мирчинком (1940) и впоследствии развитой Е. В. Павловским (1948) и С. С. Шульцем (1948), принадлежат советским геологам: В. В. Белоусову, Ю. М. Шейнманну, В. Е. Хаину, Л. И. Красному, М. И. Ицикзону, К. Б. Мокшанцеву, Ю. А. Косыгину, М. С. Нагибиной, В. Л. Масайтису, Ю. Г. Старицкому, А. Д. Щеглову, Н. А. Фогельман, Ю. В. Комарову, П. М. Хренову, И. В. Лучицкому, К. В. Боголепову и другим исследователям.

Одной из интереснейших подвижных структур негеосинклинального ряда является Витимо-Охотская орогенно-магматическая область, охватывающая территорию Восточного Забайкалья, хребтов Станового, Джунгджур, Кодар, Удокан, западную и восточную части Алданского нагорья. В этой области выделяются Восточно-Забайкальская и Джунгджуро-Становая орогенно-магматические системы, Чарско-Олекминская и Батомгская орогенно-магматические зоны. В настоящей статье рассмотрены геологическое строение и история развития центральной и восточной частей Витимо-Охотской области, включающих Джунгджуро-Становую систему, Чарско-Олекминскую и Батомгскую зоны, в пределах которых авторы на протяжении многих лет участвовали в геологической съемке в составе экспедиций Всесоюзного аэрогеологического треста.

Рассматриваемый регион в виде широкой дуги окаймляет с запада, юга и востока центральную часть Алданского щита<sup>1</sup>, отделяя его от Байкальской, Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской складчатых областей. Джунгджуро-Становая система протягивается в западном направлении от побережья Охотского моря до р. Витим и на юго-западе сливается с Восточно-Забайкальской орогенно-магматической системой. Протяженность Джунгджуро-Становой системы около 1400 км, ширина 100—300 км. На юге она по Тукурингскому разлому граничит с Монголо-Охотской складчатой областью, на севере по Становому разло-

<sup>1</sup> Под центральной частью Алданского щита подразумевается массив, сложенный метаморфическими породами иенгурской, тимптонской и желтулинской серий архея.

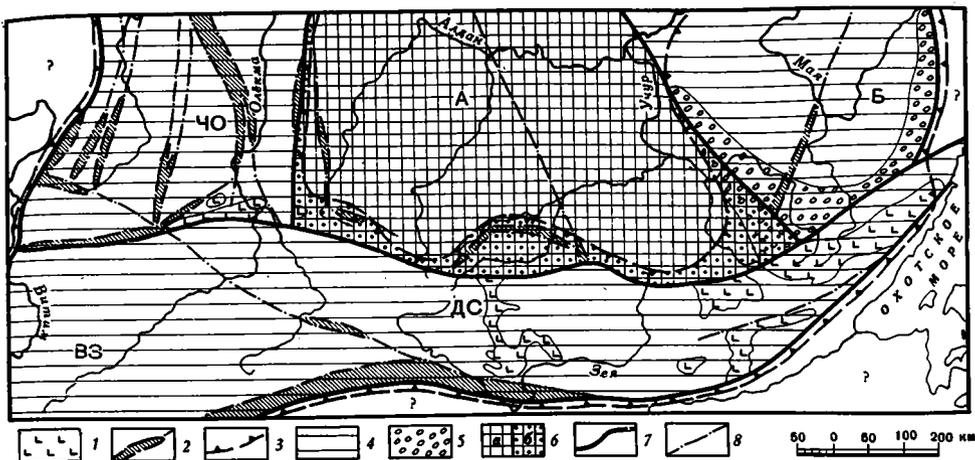


Рис. 1. Палеотектоническая схема Витимо-Охотской орогенно-магматической области для раннего и среднего протерозоя (начальная орогенно-магматическая эпоха)  
 1 — Позднеархейские-раннепротерозойские трещинные тела габбро-анортозитов, 2 — раннепротерозойские шовные прогибы (палеоавлакогены), 3 — предполагаемая граница области накопления раннепротерозойского протоплатформенного чехла, 4 — область интенсивного проявления раннепротерозойской гранитизации, формирования гранито-гнейсового свода и интрузивной магматической деятельности, 5 — область развития среднепротерозойской красноцветной молассы, 6 — стабильная область центральной части Алданского щита (а — не затронутая процессами раннепротерозойской гранитизации, б — слабо-затронутая процессами раннепротерозойской гранитизации), 7 — глубинные тектонические швы, 8 — крупные разломы. Орогенно-магматические системы: ДС — Джугджуро-Становая, ВЗ — Восточно-Забайкальская; орогенно-магматические зоны: ЧО — Чарско-Олекминская, Б — Батомгская; А — Центральная часть Алданского щита

му — с центральной частью Алданского щита и субмеридиональными Чарско-Олекминской и Батомгской зонами (рис. 1). В широтном направлении эти зоны прослеживаются на 300—325 км, видимая их протяженность в меридиональном направлении не превышает 200—250 км и определяется границей распространения верхнепротерозойско-палеозойского осадочного чехла Сибирской платформы.

Если Чарско-Олекминская и Батомгская зоны всеми исследователями рассматриваются как части фундамента Сибирской платформы, то в отношении Джугджуро-Становой системы имеются различные точки зрения. Так, А. Л. Яншин (1966), М. В. Муратов (1966), Е. А. Басков, В. И. Драгунов, И. И. Краснов, Н. С. Малич, В. Л. Масайтис (1966) рассматривают ее как часть Сибирской платформы, М. С. Нагибина (1960), Б. А. Петрушевский (1964) относят Джугджуро-Становую систему к Монголо-Охотской складчатой области. В. Е. Ханн (1964), Л. И. Красный (1964), М. И. Ициксон и Л. И. Красный (1970), К. Б. Мокшанцев (1970) считают, что Джугджуро-Становая система является самостоятельной структурой «третьего» типа.

### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В пределах Витимо-Охотской орогенно-магматической области развиты различные по составу и возрасту метаморфические, осадочные, палингенно-метасоматические, интрузивные и вулканогенные комплексы пород.

Наиболее древними, архейскими образованиями, являются толщи основных кристаллических сланцев, обнажающихся в центральной части Чарско-Олекминской зоны (несмуриинская толща), в центральной и северной частях Джугджуро-Становой системы (низы курультино-гонамского комплекса кряжа Зверева и бассейна р. Олекмы). Радиологический возраст этих пород до 4580 млн. лет (кряж Зверева). Выше залегают толщи разнообразных по составу гнейсов и кристаллических слан-

цев с подчиненными прослоями мраморов, кальцифиров и кварцитов, иногда магнетитсодержащих. Архейские породы являются продуктами полиметаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций глубинности (чарская и олекминская серии Чарско-Олекминской зоны; иликанская, брянтинская и купуринская серии Джугджуро-Становой системы; батомгская серия Батомгской зоны). В основании чарской, иликанской серий и в средней части курультино-гонамского комплекса непосредственно на основных кристаллических сланцах залегают толщи высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов (давачанская, чильчинская, зверевская свиты).

Архейские толщи сложно дислоцированы. Отмечается сочетание протяженных линейных складок, сформированных в результате архейской складчатости, и разнообразных наложенных структур, возникших в процессе раннепротерозойской гранитизации (различные по размерам гранито-гнейсовые купола, чаши, валы). В Джугджуро-Становой системе преобладает северо-западная, а вблизи Станового шва — субширотная ориентировка складок; для Чарско-Олекминской и Батомгской зон характерно субмеридиональное направление линейных складчатых структур.

Среди архейских метаморфических толщ отмечаются небольшие согласные тела чарнокитовых гранитов и крупные большей частью приразломные массивы габброидов (Кунманьенский, Лимнинский, Тарынакский и др.), а также анортозитов (Каларский и Джугджурский), с которыми связаны скопления титаномагнетита и ильменита. Массивы анортозитов характеризуются большими размерами (100—300×25 км), вытянуты в широтном направлении и располагаются на стыке Джугджуро-Становой системы с Чарско-Олекминской и Батомгской зонами.

Сопоставление архейских метаморфических пород Витимо-Охотской области с одновозрастными образованиями центральной части Алданского щита крайне затруднено из-за широкого развития продуктов раннепротерозойской гранитизации в пределах рассматриваемого региона. Наиболее отчетливой особенностью Джугджуро-Становой системы является развитие гигантских тел габбро-анортозитов.

Нижнепротерозойские отложения распространены преимущественно в Чарско-Олекминской и Батомгской зонах и по периферии Джугджуро-Становой системы. Они выполняют узкие шовные прогибы (троги), а также формируют мощный протоплатформенный чехол, в основном сохранившийся в пределах Кодаро-Удоканского, Улканского и Билякчанского протоплатформенных прогибов.

В шовных прогибах (палеоавлакогенах, Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970) развиты породы вулканогенно-терригенной и кременисто-железистой формаций, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (троговый комплекс Чарско-Олекминской зоны, усть-гилюийская серия Джугджуро-Становой системы). Наиболее крупным является субширотный Тукурингский трог (30×800 км); протяженность других трогов не превышает 150—170 км при максимальной ширине 10—20 км. Мощность отложений, выполняющих шовные прогибы, достигает первых километров. Они смяты в узкие линейные складки, ориентированные согласно направлению прогибов. В Джугджуро-Становой системе шовные прогибы имеют субширотное простирание, в Чарско-Олекминской зоне — меридиональное; редко отмечаются «диагональные» трог.

В Чарско-Олекминской зоне архейские образования и нижнепротерозойские породы трогового комплекса перекрыты толщей нижнепротерозойских терригенно-карбонатных и терригенных меденосных отложений удоканской серии (мощностью около 13 км), выполняющих протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб. Последний протягивается в субширотном направлении более чем на 250 км при ширине до 100 км.

Базальные горизонты удоканской серии метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях и слабо дислоцированы. В Улканском и Билякчанском прогибах развиты нижнепротерозойские терригенные и вулканогенные толщи топориканской и элгэтэйской свит.

Среднепротерозойские отложения имеют ограниченное распространение главным образом в Улканском и Билякчанском приразломных прогибах. Они представлены красноцветными терригенными, местами слабо золотоносными, молассоидными образованиями уянской серии.

Как известно, в центральной части Алданского щита нижнепротерозойские образования развиты незначительно, причем они отчетливо тяготеют к его западной и южной окраинам, а среднепротерозойские отложения практически отсутствуют. Это определяет существенное отличие Витимо-Охотской области от центральной части Алданского щита в эту эпоху седиментации.

Ранне- и среднепротерозойские магматические образования развиты по всему региону. Палингенно-метасоматические плагиогранито-гнейсы и плагиомигматиты (2420 млн. лет) и очковые метасоматические гранитоиды (2130 млн. лет) слагают обширные поля в Чарско-Олекминской зоне (куандинский комплекс), Джугджуро-Становой системе и Батомгской зоне (древнестановой и токсско-алгоминский комплексы). Более локально развиты интрузивы габброидов каларского комплекса (Чинейский лополит Чарско-Олекминской зоны, Лучанский массив Джугджуро-Становой системы), а также гранофировые граниты и габброиды южно-учурского комплекса (Батомгская зона и Джугджуро-Становая система, 1930 млн. лет), гранитоиды чуйско-коддарского комплекса (Кодаро-Удоканский лополит Чарско-Олекминской зоны, Чубачинский массив Джугджуро-Становой системы, 1800—1960 млн. лет), щелочные граниты улканского комплекса (Улканский лакколлит Батомгской зоны, 1660 млн. лет). С ранне- и среднепротерозойским магматизмом связано медно-никелевое оруденение (с платиноидами) в габбро, слюдоносные пегматиты, редкометалльные пегматиты и метасоматиты, скарновые проявления цветных металлов, гидротермальная золотая, вольфрамовая и флюоритовая минерализация.

В отличие от рассматриваемого региона в центральной части Алданского щита раннепротерозойские палингенно-метасоматические образования распространены ограниченно, а интрузивный магматизм не проявлен.

Верхнепротерозойские, вендские (юдомские) и палеозойские терригенно-карбонатные отложения развиты лишь в Чарско-Олекминской и Батомгской зонах, где они образуют полого залегающий чехол. С этого времени указанные зоны по существу причленяются к Алданскому щиту и образуют с ним единую платформенную структуру. В отличие от Алданского щита, а также Монголо-Охотской складчатой области в пределах Джугджуро-Становой системы верхнепротерозойские — палеозойские осадочные отложения отсутствуют.

Позднепротерозойские интрузии представлены гранитами, слагающими штоки в Чарско-Олекминской зоне ( $1000 \pm 100$  млн. лет), ультраосновными и щелочными породами (интрузии центрального типа и мелкие тела кимберлитов в Батомгской зоне, 650 млн. лет). Палеозойские интрузивы известны на западе и востоке региона. Они представлены дайками габброидов, а также телами гранитоидов, щелочных и нефелиновых сиенитов сакунского комплекса (Чарско-Олекминская зона, 232—359 млн. лет). В Джугджуро-Становой системе известен небольшой массив палеозойских гранодиоритов в бассейне р. Чильчи, а вблизи Охотского побережья вдоль Тукурингрского разлома прослеживаются массивы палеозойских габбро и гранитов (370 млн. лет). С магматизмом верхнепротерозойского — палеозойского времени связаны редкометалльные метасоматиты, гидротермальное медно-полиметаллическое и золотое оруденение.

Юрские угленосные молассоидные отложения развиты в многочисленных грабенообразных впадинах, расположенных по периферии Джугджуро-Становой системы вдоль Станового и Тукурингрского швов и их ответвлений (Токинская, Чульманская, Верхне-Зейская впадина и ряд других более мелких). Мощность угленосных осадков составляет обычно первые сотни метров, но нередко достигает 1—3 км. Конгломераты и песчаники иногда слабо золотоносны (Верхне-Зейская впадина и другие).

Меловые грубообломочные осадочные и липарито-андезитовые осадочно-вулканогенные образования приурочены главным образом к краевым частям Джугджуро-Становой системы, где они выполняют межгорные грабенообразные депрессии, приуроченные к ветвям Станового и Тукурингрского разломов (Сутамская, Алгоминская, Верхне-Зейская и ряд более мелких впадин). Вулканические постройки известны и в осевой части Джугджуро-Становой системы (бассейны рек Купури, Брянта и др.). На востоке вулканогенные образования мощностью до 3 км и более выполняют огромный Джугджурский прогиб, который маркирует восточное продолжение Станового разлома.

В целом по сравнению с Монголо-Охотской областью и югом Сибирской платформы в пределах Джугджуро-Становой системы мезозойские осадочные отложения развиты довольно ограниченно. От разновозрастных осадков северных склонов Алданского щита они отличаются повышенной мощностью. В Монголо-Охотской области мощность мезозойских осадочных толщ намного больше, причем здесь значительную роль также играют вулканогенные образования, которые в Джугджуро-Становой системе широко распространены лишь на его Восточной окраине, а в пределах Алданского щита практически отсутствуют.

Весьма широко в Джугджуро-Становой системе распространены мезозойские интрузии гранодиоритов, гранитов, граносиенитов, а также габбро-диоритов и диоритов. Мезозойские гранитоиды образуют гигантские трещинные массивы, цепь которых вытянута согласно генеральному простиранию системы. При этом сами массивы имеют неправильные, нередко полигональные очертания и вытянуты в северо-западном, реже в субширотном направлении. Возраст гранитоидов варьирует от средней юры на западе (амананский комплекс) до поздней юры и начала мела в центральной части региона (удско-бакаранский комплекс) и границы раннего и позднего мела на востоке (джугджурский комплекс). Широкое распространение в Джугджуро-Становой системе получили «малые интрузии» (дайки и штоки) основного, среднего, кислого, часто субщелочного состава, которые нередко образуют рои и свиты преимущественно северо-восточного простирания. Возраст их варьирует от юрского до раннемелового. Вблизи Билякчанского и Улканского разломов отмечаются штоки позднемеловых гранитоидов (хр. Джугджур). Позднемеловые субвулканические тела и дайки основного, среднего и кислого состава спорадически отмечаются также в пределах Станового хребта.

С мезозойским магматизмом связаны скарновые медно-полиметаллические руды с редкометальной минерализацией, гидротермальное (в том числе близповерхностное) золотое, молибденовое, медно-полиметаллическое, медно-молибденовое, золото-серебряное и мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденения.

В отношении масштабов мезозойского интрузивного магматизма ни Сибирская платформа, ни даже Монголо-Охотская складчатая область не могут быть сравнимы с Джугджуро-Становой системой, где мезозойские гранитоиды, характеризуются повышенной основностью и занимают около 50—60% всей площади. По составу интрузивные породы Джугджуро-Становой системы и Монголо-Охотской области в общем близки, но резко отличаются от Алданского щита с его специфическим

комплексом щелочных пород. Однако «малые интрузии» хребтов Станового и Джугджур нередко также обладают повышенной щелочностью.

Кайнозойские образования представлены покровами палеоген-неогеновых базальтов, развитых на ограниченных площадях в восточной части системы, а также четвертичными базальтами и рыхлыми отложениями. Четвертичные рыхлые полигенетические отложения наиболее широко развиты на западе региона, где они выполняют Чарскую впадину, ограниченную крупными разломами. На востоке региона рыхлые четвертичные отложения выполняют Верхне-Зейскую и частично Токинскую депрессии. Аллювиальные преимущественно современные и верхнечетвертичные отложения хребтов Станового и Джугджур являются коллекторами россыпного золота. Поля четвертичных платобазальтов развиты главным образом на стыке Джугджуро-Становой системы с Чарско-Олекминской зоной, в меньшей степени — в восточной части Станового хребта (бассейн р. Зей). Как известно, базальты нехарактерны для Алданского щита и слабо проявлены в Монголо-Охотской складчатой области.

Исключительно важную роль в строении рассматриваемого региона играют разрывные нарушения. В Джугджуро-Становой системе наиболее ярко выражены субширотные разломы, значительная часть которых входит в зоны Станового и Тукурингского швов. Здесь фиксируются протяженные (до нескольких сотен километров) кулисы разрывных нарушений шириной от первых сотен метров до нескольких километров. Они сопровождаются полями диафорированных и гидротермально измененных пород и контролируют размещение разновозрастных интрузивов, раннепротерозойских прогибов, мезозойских грабен и вулканических построек. Помимо субширотных разломов в пределах Джугджуро-Становой системы фиксируются диагональные расколы, представляющие собой зоны повышенной магматической проницаемости. Большей частью они «залечены» древними габброидами, мезозойскими гранитоидами, часто трассируются дайковыми свитами и роями. Разнообразные и разновозрастные полезные ископаемые обычно концентрируются в местах сочленения продольных (субширотных) и диагональных зон разрывных нарушений.

Для Чарско-Олекминской орогенно-магматической зоны более характерны субмеридиональные разломы. Большая часть их представляет собой системы сближенных сбросов, вдоль которых формировались раннепротерозойские шовные прогибы и протяженные поля раннепротерозойских метасоматических гранитов. Субмеридиональные разломы столь же характерны и для Батомгской зоны. Вместе с тем здесь отмечаются субширотные зоны повышенной магматической проницаемости, которые фиксируют цепочки меловых субщелочных гранитоидов, а также субширотные скрытые разломы, которые устанавливаются в осадочном чехле по ряду косвенных признаков (Ставцев, 1968). Субмеридиональные (продольные) и субширотные (поперечные) расколы в пределах Чарско-Олекминской и Батомгской зон играют ведущую роль в размещении полезных ископаемых.

В целом рассматриваемая область характеризуется отчетливо выраженным блоковым строением. Здесь выделяются блоки первого порядка — Джугджуро-Становой, Чарско-Олекминский и Батомгский, которые ограничены глубинными тектоническими швами. В их пределах выделяются блоки второго и более высоких порядков, разделенные своеобразными подвижными, тектонически ослабленными зонами. Каждый из блоков характеризуется некоторыми особенностями в метаморфизме пород, масштабах и специфике раннедокембрийского и мезозойского магматизма и рудообразования. Разделяющие их подвижные зоны обладают мелкоблоковым мозаичным строением и маркируются шовными прогибами, грабенами, зонами диафореза, «малыми интрузиями», вулканическими постройками и полями гидротермально измененных пород.

Для Витимо-Охотской орогенно-магматической области характерно неоднородное знакопеременное магнитное поле, что обусловлено гетерогенностью строения земной коры: обилием разнообразных по составу метаморфических комплексов, интрузивов, субвулканических образований, покровов, а также сложной блоковой тектоникой и различной степенью эрозии полого залегающих осадочно-вулканогенных толщ. Судя по данным глубинного сейсмического зондирования (Фотиади и др., 1965; Беляевский и др., 1970), можно полагать, что мощность «гранито-гнейсового» слоя в пределах Джугджуро-Становой системы и Чарско-Олекминской зоны, с одной стороны, и в центральной части Алданского щита — с другой, различна. Если в области Алданского щита (практически не затронутой интенсивными процессами раннепротерозойской гранитизации и палеозойского магматизма) земная кора обладает устойчивой средней мощностью порядка 43—47 км, то в Джугджуро-Становой системе она уменьшается до 37—45 км, а в Чарско-Олекминской зоне увеличивается до 45—48 км. Поверхность «базальтового» слоя на Алданском щите залегает на глубине 25—32 км, в Джугджуро-Становой системе — 20—25 км, в Чарско-Олекминской зоне — 19—21 км. Таким образом, при различной мощности земной коры намечается общая тенденция к подъему границы Конрада до уровня 20—25 км в пределах рассматриваемого региона против 25—32 км в центральной части Алданского щита. При этом по аналогии с изученными районами Восточного Забайкалья и побережья Охотского моря предполагается, что мощность «гранитного» слоя под крупными наложенными впадинами и прогибами, выполненными вулканитами, может быть значительно ниже, чем средняя его мощность для региона.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическую историю Витимо-Охотской орогенно-магматической области можно проследить, начиная с древнейших рубежей развития земной коры (4,5 млрд. лет), когда, как полагают некоторые исследователи (Виноградов, 1962; Павловский, 1970), в результате зонной плавки вещества мантии формируется базитовый фундамент. По-видимому, несмуриинская толща и низы курультино-гонамского комплекса представляют собой вскрытый эрозией метаморфизованный и гранитизированный в более поздние эпохи «базальтовый» субстрат.

После значительного перерыва в архее на этом базальтовом субстрате формировались обширные прогибы, отвечавшие обособленным структурно-формационным зонам — Чарско-Олекминской, Джугджуро-Становой и Батомгской. Эти зоны, вероятно, были разделены выступами базитового фундамента. Обособление структурно-формационных зон обусловлено, вероятнее всего, возникновением еще в архее ортогональных систем глубинных расколов земной коры, во многом предопределивших дальнейшее развитие региона. В пределах этих зон накапливались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород. Залегание кварцитов и высокоглиноземистых пород на базитовом фундаменте свидетельствует о резкой смене палеотектонических и палеоклиматических условий; возможно, эти образования представляют собою переотложенные продукты древнейшей коры выветривания (Фролова, 1951; Павловский, 1970).

К концу архейской эры мощные толщи эффузивно-осадочных пород испытали складчатость, региональный метаморфизм и гранитизацию в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Произошло формирование «гранито-гнейсового» слоя земной коры. С. П. Қориковский и Г. Н. Баженова (1966) показали, что возникшие в результате архейской гранитизации анортозиты образовались по уже метаморфизованному в гранулитовой фации и дислоцированному основному кристаллическому

сланцам. Таким образом, формирование анортозитов, по всей вероятности, происходило на рубеже архея и раннего протерозоя.

В целом геологические процессы, имевшие место в архее в пределах Витимо-Охотской области, характерны для всех древних платформ. Однако на рубеже архея и протерозоя четко проявилось своеобразие развития Витимо-Охотской области, выраженное в формировании гигантских трещинных тел анортозитов и габброидов.

Таким образом, на рубеже архея и протерозоя возникла огромная субширотная зона повышенной магматической проницаемости (главный линеймент), которая контролировала размещение больших масс анортозитового расплава и основной магмы. При этом наиболее проницаемыми участками оказались узлы сочленения субширотной Джугджуро-Становой системы и субмеридиональных Чарско-Олекминской и Батомгской зон.

В раннем протерозое (рис. 1) вдоль различно ориентированных тектонически ослабленных зон произошло заложение шовных прогибов (трогов), в которых накапливались эффузивно-осадочные толщи. Несколько позднее образовались обширные прогибы (возможно, единый прогиб, занимающий всю Витимо-Охотскую область). Здесь накапливалась мощная толща терригенных пород и вулканитов удоканской и улканской серий, которые к настоящему времени сохранились в Кодаро-Удоканском, Улканском, Билякчанском прогибах и частично в мелких тектонических клиньях в пределах Джугджуро-Становой системы. Этот период отвечает протоплатформенной стадии развития по Е. В. Павловскому (1962, 1964).

В ходе накопления протоплатформенного чехла развивался гигантский по масштабам и интенсивности процесс гранитизации цоколя протоплатформы, когда мощная толща пород вулканогенно-осадочного чехла явилась экраном для фронта гранитизации (Глуховский, 1968). В результате гранитизации архейские породы испытали регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, произошла ремобилизация архейских структур. Протоплатформенный чехол также был деформирован гранито-гнейсовыми «глубинными диапирами». Породы шовных прогибов были дислоцированы и испытали метаморфизм в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

В результате разуплотнения вещества при гранитизации и связанной с этим гравитационной дифференциацией произошло воздымание всей области и образование Витимо-Охотского раннепротерозойского гранито-гнейсового свода, в пределах которого протоплатформенный чехол был существенно эродирован и сохранился лишь фрагментарно. Консолидация этого свода завершилась на рубеже раннего и среднего протерозоя внедрением габброидов и гранофировых гранитов каларского и южно-учурского комплексов, чуйско-кодарских и чубачинских гранитондов.

В среднепротерозойское время в пределах Витимо-Охотской области происходило дифференцированное движение отдельных крупных блоков. Красноцветные терригенные молассы (уянская серия) накапливались в грабенообразных прогибах и депрессиях, тяготеющих к периферии Батомгской зоны. Здесь же происходило внедрение щелочных гранитов улканского комплекса.

Таким образом, к концу среднего протерозоя в пределах рассматриваемого региона был сформирован огромный гранито-гнейсовый свод, ограниченный глубинными тектоническими швами, которые контролировали размещение ранне-среднепротерозойских прогибов и интрузий основного и кислого состава (рис. 1).

Тектонический режим в позднем протерозое и палеозое характеризовался относительной стабильностью (рис. 2). В начале позднего протерозоя произошло «отмирание» Чарско-Олекминской и Батомгской зон

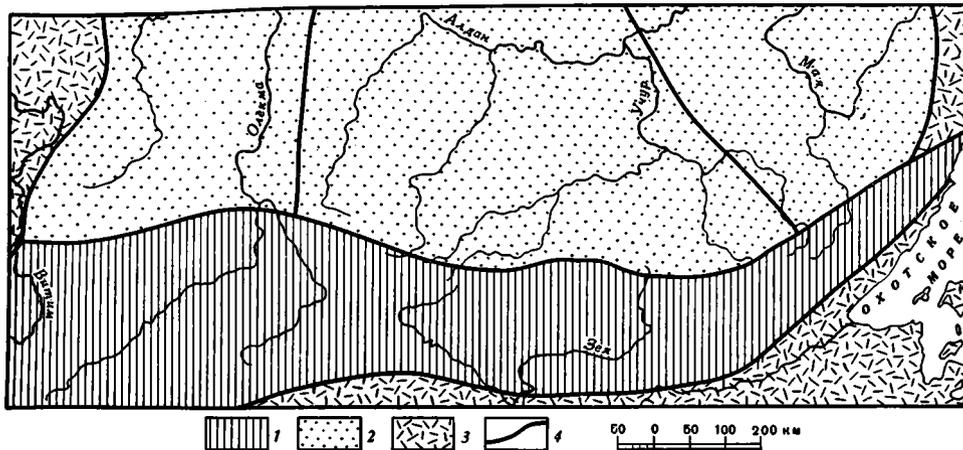


Рис. 2. Палеотектоническая схема Витимо-Охотской орогенно-магматической области для позднего протерозоя — палеозоя (промежуточная эпоха относительной стабилизации)

1 — Область устойчивых поднятий, 2 — область платформенного развития, 3 — область геосинклинального развития, 4 — глубинные разломы

и обособление Джугджуро-Становой системы. В пределах указанных зон, причленившихся к центральной части Алданского щита, начал формироваться платформенный чехол. Магматическая деятельность на Алданском щите в позднем протерозое незначительна: на западе в Кодаро-Удоканском районе формировались небольшие тела гранитоидов, в центральной и восточной частях щита — единичные интрузии ультраосновных-щелочных пород, трубки и дайки кимберлитов. В палеозойской эре магматизм выражен дайками трапповой формации и локально развитыми щелочными и субщелочными гранитоидами сакунского комплекса.

Тектонический режим Джугджуро-Становой системы в позднем протерозое и палеозое может быть охарактеризован с большой условностью, так как здесь отсутствуют какие-либо отложения, коррелятные этому времени, а магматическая деятельность проявилась сравнительно слабо. Происходили внедрения габброидов и гранитоидов, которые образовали небольшие пришовные массивы лишь в восточной и западной частях региона. По всей вероятности, на протяжении позднего протерозоя и палеозоя Джугджуро-Становая система не испытывала сколько-нибудь значительных погружений и являлась барьером, отделявшим Монголо-Охотскую геосинклинали от Сибирской платформы и Верхояно-Колымской геосинклинали. Это подтверждается существенными отличиями в составе, мощности, а отчасти и в степени метаморфизма верхнепротерозойских и палеозойских образований этих регионов. Несмотря на сравнительно спокойный тектонический режим в течение данного отрезка геологической истории, вряд ли Джугджуро-Становая система может рассматриваться как платформенная структура: здесь не формировался платформенный чехол и вместе с тем проявился гранитоидный магматизм, не характерный для платформ.

Мезозойская эра знаменуется интенсивной тектоно-магматической активизацией (рис. 3). В триасово-юрское время тектоническая активность Джугджуро-Становой системы проявилась в грандиозном линейно-сводовом воздымании земной коры (аркогенез, по Е. В. Павловскому). На южных и северных окраинах мезозойского свода формировались наложенные впадины с угленосной юрской молассой, нередко наследующие структурный план раннепротерозойского времени. В осевой части свода формировались многочисленные гигантские трещинные тела гранитоидов, которые большей частью приурочены к крупным разломам и одновременно тяготеют к полям развития раннепротерозойских гранито-

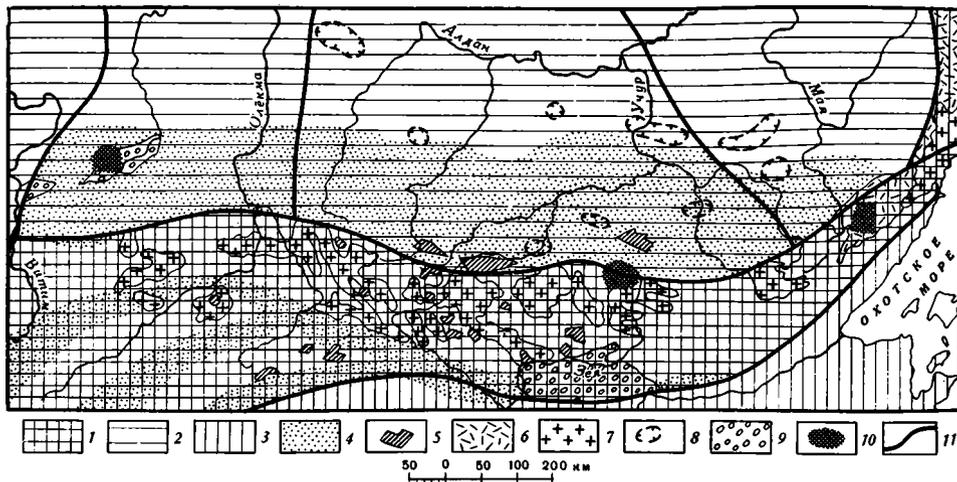


Рис. 3. Палеотектоническая схема Витимо-Охотской орогенно-магматической области для мезо-кайнозоя (эпоха главной орогенно-магматической активизации)  
 1 — область поднятия и формирования линейного свода, 2 — область платформенного развития, 3 — область геосинклинального развития, 4—6 — области накопления мезозойских молассовых и вулканогенных образований: 4 — область накопления угленосных юрских отложений в наложенных впадинах, 5 — межгорные депрессии с меловыми грубообломочными и вулканогенными андезито-липаритовыми образованиями, 6 — область накопления мощных андезито-липаритовых образований мелового возраста, 7 — гигантские трещинные массивы мезозойских гранитоидов, 8 — границы развития мелового щелочного гранитоидного магматизма, 9 — кайнозойские впадины, 10 — области проявления кайнозойского базальтоидного вулканизма, 11 — глубинные разломы

гнейсов. Магматическая деятельность началась с внедрения габбро-диоритов и диоритов и завершилась формированием преобладающих в регионе гранодиоритов и гранитов. Характерно, что магматизм, по всей видимости, проявлялся неодновременно в пределах всего пояса. Наиболее интенсивная магматическая деятельность развивалась на западе в юрское время, в центральной части пояса — в юрское-раннемеловое, а на востоке — на рубеже раннего и позднего мела.

В меловое время произошло раздробление линейного свода на блоки по системам субширотных и субмеридиональных разломов. На фоне дифференцированных блоковых движений происходила интенсивная вулканическая деятельность, достигавшая огромных масштабов на востоке. В центральной части и на западе региона наряду с накоплением в межгорных депрессиях грубообломочной молассы происходило излияние андезитовой и затем липаритовой магм, а также формирование близких по составу субвулканических тел и многочисленных «малых интрузий». Впадины с меловыми образованиями часто наследуют структурный план юрского времени. В позднем мелу тектоно-магматическая активность проявилась лишь в узлах сочленения Станового, Улканского и Биякчанского разломов, где происходило внедрение субщелочной гранитной магмы.

Таким образом, в мезозое Джугджуро-Становая система представляла собой огромную линейную зону высокой магматической проницаемости, процесс формирования которой сопровождался интенсивным вздыманием, возрождением раннедокембрийских и возникновением новых расколов, блоковыми движениями и образованием депрессий, частично наследующих структурный план раннего протерозоя. Аналогичные процессы в мезозое имели место, как известно, и в Восточно-Забайкальской орогенно-магматической системе. По масштабам гранитообразования мезозойскую эру можно сравнить лишь с эпохой раннепротерозойской гранитизации.

Начало кайнозойской эры характеризуется спокойным тектоническим режимом, о чем свидетельствуют реликты палеогеновой поверхности выравнивания, которые отмечаются в различных частях Джугджуро-Становой системы. Но уже на границе палеогена и неогена, вероятно, вновь началось интенсивное воздымание земной коры, которое привело к образованию горного рельефа хребтов Станового, Джугджур и Тукурингры. При этом тектонические движения в основном наследуют мезозойский структурный план. Накопление грубообломочного рыхлого материала происходило в пределах мезозойских (а иногда и более древних) депрессий, которые образуют отрицательные формы рельефа. Тектоническая активность в кайнозое в значительной мере охватила и Чарско-Олекминскую зону, где в результате резко дифференцированных движений сформировались высокие горные хребты Кодар и Удокан и рифтовые впадины байкальского типа (Чарская и другие). Одновременно с возрождением тектонической активности возобновилась магматическая деятельность, которая выразилась в локальных излияниях кайнозойских базальтов (рис. 3). Тектоническая активность сохранилась и до настоящего времени, о чем свидетельствуют землетрясения, постоянно фиксируемые в пределах Станового хребта.

Анализ истории геологического развития Витимо-Охотской орогенно-магматической области позволяет наметить следующие основные эпохи и этапы в геологической жизни этого специфичного региона:

I. **Начальная орогенно-магматическая эпоха** (от рубежа архей-раннего протерозоя до среднего протерозоя включительно, 2600—1600 млн. лет).

А. **Этап заложения главного линеамента** — возникновение линейной зоны повышенной магматической проницаемости в архейском кристаллическом цоколе, формирование габбро-анортозитов, возникновение Джугджуро-Становой системы, Чарско-Олекминской и Батомгской зон (около 2600 млн. лет).

Б. **Этап формирования гранито-гнейсового свода** — формирование трогового комплекса в шовных прогибах, протоплатформенного чехла, гранитизация архейского цоколя, образование Витимо-Охотского гранито-гнейсового свода (2600—2100 млн. лет).

В. **Заключительный орогенно-магматический этап** — воздымание; внедрение габброидов, гранитоидов и щелочных гранитов, эффузивная деятельность, накопление красноцветной молассы в приразломных прогибах (2100—1600 млн. лет).

II. **Промежуточная эпоха относительной стабилизации** (поздний протерозой — палеозой, 1600—225 млн. лет).

А. **Этап отмирания орогенно-магматических зон** — спокойный тектонический режим; формирование платформенного чехла в пределах Чарско-Олекминской и Батомгской зон, причленение их к центральной части Алданского щита, обособление Джугджуро-Становой системы, в пределах которой сохраняется тенденция к воздыманию; слабые проявления магматизма (1600—400 млн. лет).

Б. **Этап магматической активизации** — внедрение габброидов и гранитоидов; сохраняется тенденция к воздыманию (средний палеозой).

В. **Этап стабильного развития** — спокойный тектонический режим с тенденцией к воздыманию; магматическая деятельность отсутствует (поздний палеозой).

III. **Эпоха главной орогенно-магматической активизации** (мезо-кайнозой).

А. **Основной орогенно-магматический этап** — интенсивное воздымание, формирование линейного свода и наложенных впадин, внедрение огромных масс гранитоидов, дифференцированное движение блоков, формирование грабенов, вулканизм, внедрение «малых интрузий» (мезозой).

**Б. Этап стабильного развития** — спокойный тектонический режим; магматическая деятельность отсутствует (палеоген).

**В. Незаконченный орогенно-магматический этап** — воздымание, базальтовый магматизм, современные землетрясения (конец палеогена — современный период).

Начальные этапы развития Витимо-Охотской орогенно-магматической области несомненно связаны с глубинными процессами, зародившимися в мантии Земли и обусловившими, по-видимому, утонение земной коры и подток подкорового вещества. Эти глубинные процессы, наиболее ярко проявившиеся на рубеже архея и протерозоя, предопределили специфику развития Витимо-Охотской области на протяжении всей геологической истории. Так, интенсивная раннепротерозойская гранитизация была обусловлена, вероятно, наличием огромной ослабленной зоны, которая явилась благоприятной для притока тепловой энергии и «сквозьмагматических» растворов. Одним из важнейших последствий гранитизации было образование Витимо-Охотского гранито-гнейсового свода, сохранившего тенденцию к преимущественному воздыманию до настоящего времени.

Причины высокой тектоно-магматической активности в мезозое и кайнозое также обусловлены глубинными процессами, которые привели к подъему верхнего уровня «базальтового» слоя и дальнейшему утонению «гранито-гнейсовой» оболочки земной коры. Нет сомнений, что интенсивная гранитизация в начальную орогенно-магматическую эпоху создала благоприятные условия для выплавки больших масс литогенной (коровой) гранитной магмы в мезозое.

В целом, начиная с момента зарождения Витимо-Охотской орогенно-магматической области, история ее геологического развития по существу представляет цепь мощных тектоно-магматических активизаций, разделенных длительными магматическими периодами с более или менее спокойным тектоническим режимом. Другими словами, здесь ярко выражена цикличность развития. В то же время анализ всего имеющегося материала указывает на четкую направленность в истории развития региона. Периоды высокой тектонической и магматической активности значительно отличаются друг от друга. Если в этап заложения главного линейного элемента большая роль принадлежит основному магматизму, то в последующие периоды роль основных пород закономерно уменьшается и возрастает роль гранитоидов. Вместе с тем для каждого периода характерна эволюция магматизма, заключающаяся в смене во времени интрузий основного состава кислыми и, наконец, щелочными или субщелочными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Витимо-Охотская орогенно-магматическая область претерпела сложную историю геологического развития и на ранних этапах представляла собой единую структуру. В конце протерозоя Чарско-Олекминская и Батомгская зоны были стабилизированы и прицелились к центральной части Алданского щита. Джугджуро-Становая система (так же, как и Восточно-Забайкальская) до настоящего времени развивается резко отлочно от структур платформенного или геосинклинального типа. Высокая тектоническая активность и интенсивный магматизм, особенно гранитоидный, которые проявлялись на протяжении всей геологической истории, не позволяют относить Джугджуро-Становую систему к платформенным структурам. Совершенно очевидно, что она не может быть отнесена и к геосинклиналям. Это подтверждается отсутствием типичных геосинклинальных формаций и складчатости, а интенсивное погружение имело место лишь в раннем протерозое, когда формировались структуры типа палеоавлакогенов и слабо дислоцированный протоплатформенный чехол.

Специфичность этого региона отмечалась многими исследователями. Противопоставление его платформам и геосинклиналям требует выделения Джугджуро-Становой системы в ранг самостоятельной структурной единицы. Л. И. Красный (1964) предложил для этой системы термин «плутоноген». К. Б. Мокшанцев (1970) — «орогенная область». Однако эти термины отражают лишь одну из характерных особенностей Джугджуро-Становой системы — или интенсивную магматическую деятельность, или ведущую роль воздымания (причем преимущественно имеются в виду поднятия в мезозое). Представляется целесообразным применение в данном случае термина «орогенно-магматическая система», который одновременно характеризует обе важнейшие черты ее развития. Вместе с тем, учитывая теснейшую связь Чарско-Олекминской и Батомгской зон с Джугджуро-Становой системой на ранних этапах, авторы считают возможным применить термин «Витимо-Охотская орогенно-магматическая область» для всего рассмотренного в настоящей статье региона. При этом, если Джугджуро-Становая система характеризуется «сквозным», то Чарско-Олекминская и Батомгская зоны — редуцированным орогенно-магматическим режимом.

В заключение перечислим основные черты рассмотренной орогенно-магматической области, совокупность которых определяет ее специфичность.

1. **Глубинность процессов**, зародившихся в мантии Земли и обусловивших возникновение и развитие области.

2. **Линейность**, которая определяется приуроченностью к глубинным долгоживущим тектоническим швам.

3. **Различная продолжительность активной тектонической жизни отдельных структурных элементов** (с «отмиранием» внешних зон и локальным развитием магматизма в некоторые этапы).

4. **Воздымание земной коры и интенсивный магматизм** как ведущие геотектонические процессы.

5. **Полицикличность** тектоно-магматического развития — чередование активного тектонического режима с периодами (нередко длительными) относительного покоя и стабилизации.

6. **Направленность геологического развития**, выраженная в закономерном уменьшении глубины зарождения процессов магматизма и утонении сиалического слоя коры (подъем поверхности Конрада), постепенном увеличении роли гранитоидного магматизма.

7. **Унаследованность** геологического развития, выраженная в максимальном проявлении разновозрастных геотектонических процессов вдоль зоны повышенной магматической проницаемости (главного линеймента), в целом и вдоль отдельных тектонических швов.

8. **Специфичность геологических формаций**, представленных полиметаморфическими кристаллическими образованиями, габбро-анортозитами и гранито-гнейсами, гранитоидами повышенной основности или щелочности, вулканитами андезито-липаритового состава, молассоидными отложениями.

9. **Типоморфизм структур, дифференцированных во времени**: древние гигантские трещинные тела габбро-анортозитов, гранито-гнейсовый свод и шовные прогибы по его периферии, молодые сводово-глыбовые структуры, наложенные впадины по их периферии, гигантские трещинные интрузивы гранитоидов, межгорные грабенообразные депрессии, рой даек.

10. **Гетерогенность земной коры**, выраженная в блоковом строении и разнообразии геологических формаций и структур в пределах всей области и отдельных блоков.

11. **Специфичность разновозрастных рудных образований**, которые принадлежат различным генетическим типам, сформированы в условиях различных глубин (от абиссальных до близповерхностных) и локализо-

ваны преимущественно вдоль трещинных структур в кристаллических алюмосиликатных породах.

Орогенно-магматические области и системы несомненно входят в группу тетрагенальных структур (Ициксон, Красный, 1970) и, по всей видимости, широко распространены в пределах земного шара. К этому типу структур земной коры можно, вероятно, отнести ряд горных сооружений Центральной Азии, Африки и др. Орогенно-магматические области, по-видимому, могут зарождаться на различных этапах развития земной коры, причем как на складчатом, так и платформенном основании (эпиплатформенные орогенные пояса по В. Е. Хаину). В то же время авторы настоящей статьи не видят полных аналогов Витимо-Охотской орогенно-магматической области. Не исключено, что эта область является уникальной в том отношении, что зародившись в архее на по существу еще не консолидированной коре, она активно развивается на протяжении всей дальнейшей геологической истории.

#### Литература

- Басков Е. А., Драгунов В. И., Краснов И. И., Малич Н. С., Масайтис В. Л. Тектоника—В кн.: Геология Сибирской платформы. «Недра», 1966.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвольский И. С., Шукин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочки Земли.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
- Глуховский М. З. Структурно-стратиграфические взаимоотношения архея и нижнего протерозоя хребта Удокан.—В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Якутск. книжн. изд-во, 1968, вып. 18.
- Ициксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР.—В кн.: Складчатые области Евразии. Матер. совещ. по проблемам тектоники в Москве. М., 1964.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, Сер. геол., 1970, т. 191, № 6.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лыка.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., 1940, т. 18 (3—4).
- Мошанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 3, «Наука», 1970.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1966, № 3.
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— Матер. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геол. Пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем теменн Азии.— Природа, 1932, № 8, 9.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Петрология и геология докембрия. Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Наука», 1964.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. «Наука», 1964.
- Ставцев А. Л. О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье.— Геотектоника, 1968, № 5.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геология и геофизика, 1965, № 10.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского ун-та. Сер. геол., 1951, т. 5, вып. 2, Госгеолтехиздат.
- Хайн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Зап. Всероссийского геогр. о-ва, 1948, в. 3.
- Яншин А. Л. (гл. ред.) Тектоническая карта Евразии. ГУГК, 1966.

УДК 551.248.2(571.65)

Н. Г. ПАТЫК-КАРА, М. А. ГРИШИН

**МЕСТО ХР. ПОЛОУСНОГО В СТРУКТУРЕ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И ЕГО НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА**

Рассматриваются особенности новейшей тектоники хребта Полоусного. Выделяются две тектонически разнородные области: восточная область древних изометричных структур, унаследованных с позднего мезозоя, и западная область позднекайнозойских линейных дискордантных структур, соответствующая зоне активизации Западно-Полоусненской системы разломов. Делается вывод о рифтовой природе и принадлежности последней к единому поясу позднекайнозойской активизации, пересекающей северо-восточную окраину Азии и представляющей материковое продолжение Срединно-Арктического хребта.

Возросший интерес к структурам активизации дна Северного Ледовитого океана вызвал появление в печати целого ряда статей, посвященных поискам материкового продолжения Срединно-Арктического хребта (Деменицкая и др., 1969; Грачев и др., 1970). При этом бросается в глаза, что развиваемая авторами концепция базируется преимущественно на данных о строении океанического дна, в меньшей мере — шельфа моря Лаптевых и почти лишена фактов о структуре прилегающей материковой области. Нам представляется, что связующим звеном, позволяющим решить вопрос о единстве структур океанического дна и хр. Черского, является область погружения складчатого мезозойского основания (Полоусный хребет) под отложения Приморской низменности.

При детальном изучении указанной области обнаруживаются разительные орографические и структурные различия. На востоке Полоусного (к востоку от рек Берелех и Куранах) господствуют изометричные поднятия субширотной ориентации, совпадающие с простиранием мезозойских структур и заложившиеся, согласно современным представлениям, еще в эпоху орогенеза во второй половине нижнего мела. На западе преобладают субмеридиональные линейные орографические элементы, дискордантные по отношению к мезозойской складчатости, являющиеся продолжением структур хр. Черского. Система субмеридиональных поднятий объединяет кряжи Немкучанский, Иргичанский, а также хребты<sup>1</sup>: Селеняхский, Буркат-Хадаранья, Ымыйский.

Естественным продолжением системы на востоке следует считать почти не выраженный орографически в пределах горной области, но хорошо обособленный в пределах Приморской низменности Чохчуро-Чокурдахский вал. С поднятием сопрягаются ориентированные в том же направлении узкие внутригорные впадины — Уяндинская, Иргичанская, Селеняхская и др. (рис. 1).

В тектоническом отношении рассматриваемая горная страна соответствует Полоусненскому горст-антиклинорию, выводящему на поверхность породы палеозойского основания и совпадающему с Селеняхским хребтом и южными отрогами хр. Полоусного (Туостахский антиклинорий), и Полоусненскому мегасинклинорию, сложенному породами верх-

<sup>1</sup> По орографической номенклатуре Ю. П. Барановой и др. (1968).

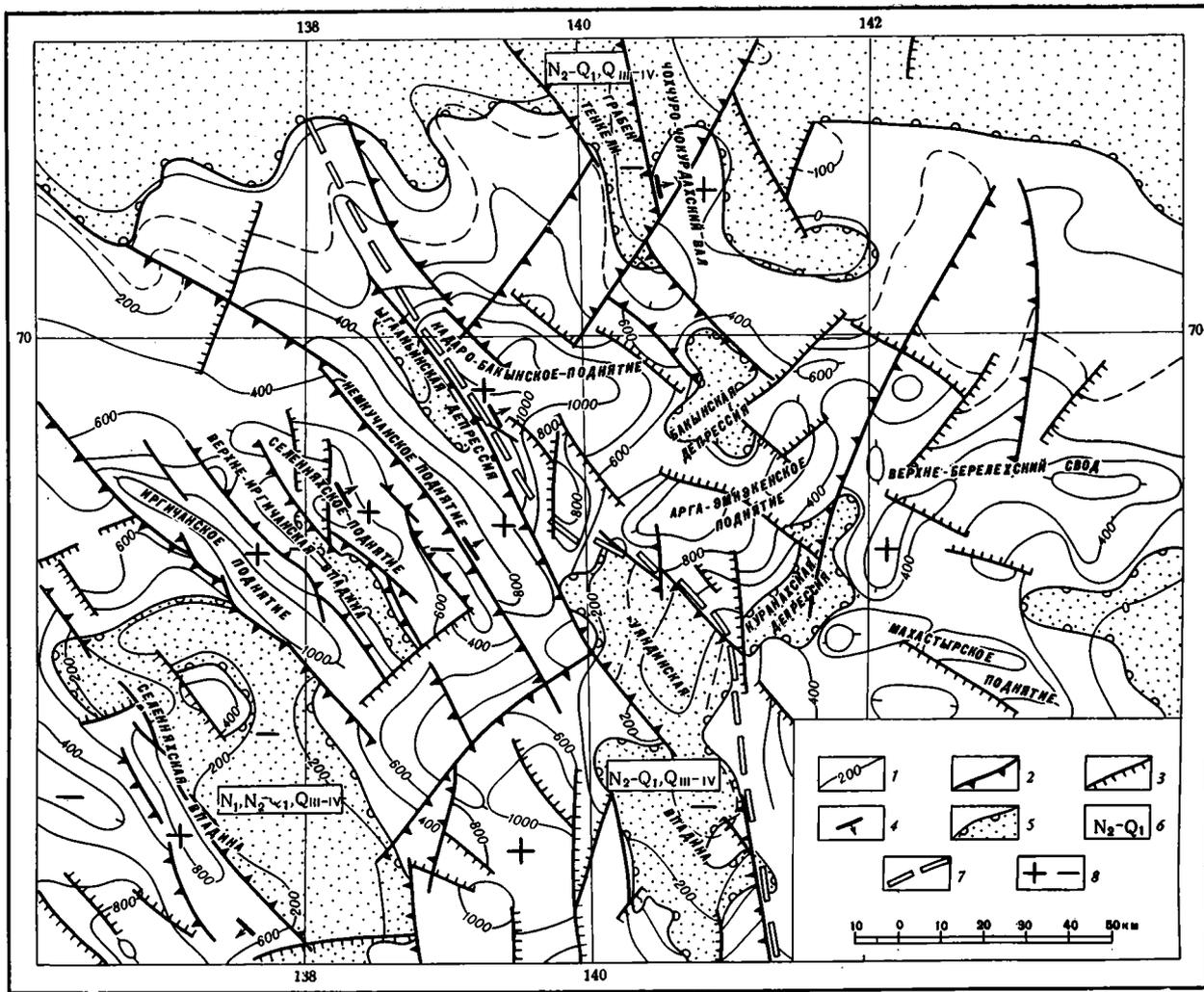


Рис. 1. Схема новейшей тектоники Центральной части хр. Полуосного  
 1 — изолинии деформации древней поверхности выравнивания; 2 — главные разломы, определяющие контуры новейших структур; 3 — второстепенные разломы; 4 — направление перекоса в асимметричных структурах; 5 — области кайнозойской аккумуляции; 6 — основные стратиграфические комплексы отложений во впадинах; 7 — граница нео- и морфоструктурных областей; 8 — положительные и отрицательные структуры

него триаса — юры и отвечающему северным отрогам хребта (Мокшанцев и др., 1968). В последнее время получен новый материал, на основании обобщения которого О. Г. Эповым было установлено, что в пределах Полоусного мегасинклиория выделяются две системы складок, смыкающиеся под углом 10—20°: Северо-Полоусненская, субширотная и Южно-Полоусненская, повторяющая очертания Колымского массива. Зона их смыкания, выделяемая под названием Кюнь-Тасского структурного шва, имеет протяженность более 300 км и трактуется как граница раздела областей влияния Колымского и погребенных Шелонского и Хромского массивов.

Смена генерального направления простирания складчатых структур, проявившаяся наиболее резко на западе области, вызвала широкое проявление секущих разрывных нарушений северо-западного — субмеридионального простираний, определивших весь дальнейший ход развития более молодой тектоники. Многие из них неоднократно рассматривались в связи с локализацией интрузивных массивов так называемых секущих рядов и связанной с ними оловянной, полиметаллической и редкометалльной минерализацией (Некрасов, 1962; Эпов, 1961; Флеров, 1960, и др.). По данным О. Г. Эпова, зоны разломов проявляются также в виде горизонтальных флексур в породах верхоянского комплекса, фиксирующих соскладчатые сдвиги блоков в мезозойском фундаменте.

В датировке разломов имеются существенные расхождения. Согласно одной точки зрения (Эпов, 1961, и др.), они являются синорогенными и датируются верхней юрой — нижним мелом, согласно второй (Некрасов, 1962), их заложение происходило в уже консолидированной, но еще мобильной области в верхнемеловое время. Вместе с тем ни у кого не вызывает сомнения их глубинная природа и более древний, домезозойский возраст заложения. Поскольку разломы трассируются по выходам интрузивов и соединяющим их ореолам контактово-метаморфизованных пород, это послужило доказательством того, что разломы проявились главным образом в породах фундамента, а в верхнем структурном ярусе выражены лишь в виде зон повышенной трещиноватости и проницаемости, без существенных смещений геологических структур.

Анализ геоморфологических материалов не подтверждает сложившуюся точку зрения о «пассивном» выражении указанных разрывных нарушений в структуре Полоусного и Селенняхского кряжей и свидетельствует в пользу их высокой активности в посторогенный этап развития территории.

Указанная система разломов выделяется нами под названием Западно-Полоусненской. Характерными особенностями входящих в нее элементов являются их множественность (более семи), вееро- и кулисообразное расположение (рис. 2). Одну из важнейших ветвей системы образует наиболее крупная и протяженная Куйгинская зона разломов, прослеживающаяся от юго-западного борта Селенняхской впадины, на междуречье рек Чондон и Куйга. Зона является продолжением глубинного разлома Дарпир, к которому приурочены позднемезозойские (Догдинская, Чибгалахская, Тирехтехская) и кайнозойские (Букчанская) наложенные впадины. На северном продолжении Куйгинская зона пересекает долину р. Яны и проходит вдоль подножья хр. Кулар по правому берегу р. Омолой. В магнитном поле ей соответствует система положительных аномалий; при пересечении р. Яны зона вызывает появление уступа в гравитационном поле. Ширина зоны в пределах хр. Полоусного составляет 12—15 км (Флеров, 1960)\*.

Следующие к востоку Гирибдичанская и Ава-Курбанская зоны разломов во многих чертах сходны с Куйгинской и прослежены на расстоянии соответственно около 85 и 100 км при ширине 5—15 км.

К востоку роль секущих дизъюнктивных структур, контролирующих «поперечные интрузивные ряды», постепенно ослабевает, что, возможно,

объясняется лишь возрастанием в этом направлении суммарного верхнемелового-кайнозойского денудационного среза, вскрывшего более глубокие части интрузивных массивов и соответственно завуалировавшего их проявление. Одновременно наблюдается тенденция к уменьшению влияния секущих разломов на строение современной поверхности. Таковы Чохчурский и Берелехский разломы. Первый из них прослежен

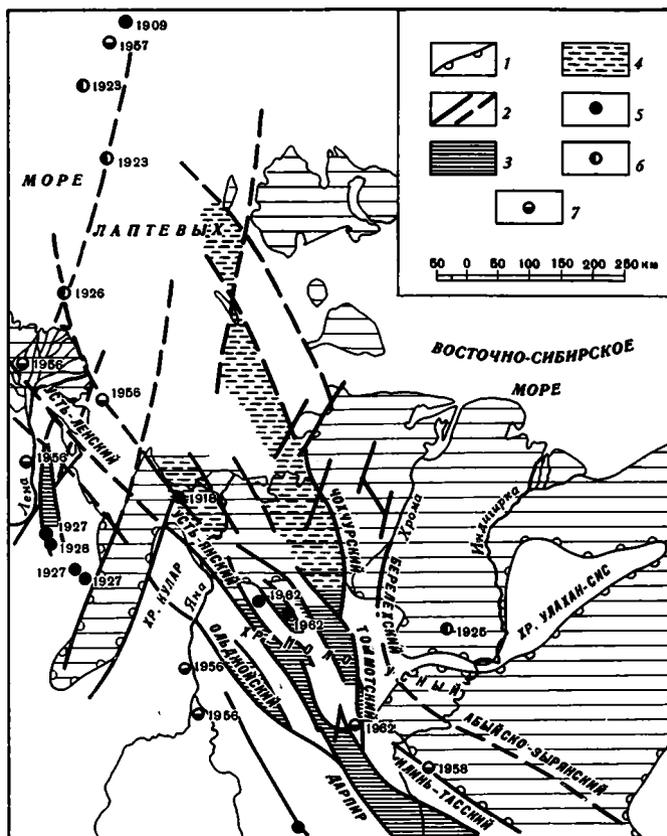


Рис. 2. Схема Западно-Полуосненской системы разломов. 1 — Приморская и Колымская низменности; 2 — глубинные разломы, проявившиеся в новейший тектонический этап, установленные и предполагаемые; 3 — впадины (О — Ольджойская, С — Момо-Селеняхский рифт, И — Верхне-Иргичанская, У — Уядинская, Т — Томмотская, Те — Тенкелийская); 4 — опущенные блоки в пределах Приморской низменности и шельфа, выделенные по геофизическим данным; эпицентры землетрясений и их год, с магнитудой: 5 —  $M=6$ ; 6 —  $M=25 \div 6$ ; 7 —  $M=4 \div 5$

на расстоянии около 300 км от истоков р. Баки (приток р. Уяндина) через Приморскую низменность вдоль берега Селляхской губы. Он также выражен в виде плановых изгибов осей складок, фиксирующих сдвиг блоков, и прекрасно проявляется в современной структуре, являясь естественной границей системы Селляхского-Тенкелийских грабенов и Чохчуро-Чокурдахского вала. К последнему приурочен отрицательный гравитационный выступ на фоне плавного возрастания значения силы тяжести, сопровождающего переход морфоструктур Полуосного края в Приморскую низменность. Берелехская зона разлома также отражена в гравитационном поле в виде изгиба изодинам.

Неравномерное проявление дискордантных элементов составляет также характерную особенность новейшей структуры хр. Полуосного,

определяя резкие структурные различия его восточной и западной частей, которые обособляются соответственно как области развития изометричных и линейных новейших структур. Первой из них присущи следующие черты (рис. 1): 1) неправильные очертания поднятий и впадин; 2) плановое их соответствие мезозойским структурам; 3) наличие в ядрах положительных денудационных морфоструктур гранитоидных массивов; 4) умеренные амплитуды воздымания в кайнозое и отсутствие признаков современных воздыманий; 5) равная степень проявления в рельефе тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простирания; 6) развитие высококонтрастных кольцевых магнитных и изометричных отрицательных гравитационных аномалий над глубоко вскрытыми батолитовыми массивами.

Первый основной этап формирования структур датируется поздним мелом-палеогеном, когда в Полоусном и Туостахском антиклинориях происходили блоковые движения значительной амплитуды, сопровождавшиеся эффузивной деятельностью центрального и трещинного типа. Глубокий срез возникших горных сооружений вскрыл в палеогене апикальные части батолитоподобных интрузивов и завершился формированием поверхности выравнивания, впоследствии претерпевшей лишь незначительные деформации сводового характера. Во второй этап, в неогеновое время, произошло обновление рельефа без изменения структурного плана.

Область линейных структур характеризуется следующими признаками (рис. 1): 1) резкая вытянутость поднятий и впадин в северо-западном направлении при среднем отношении длины к ширине 5:1; 2) дискордантность их относительно общей геологической структуры района и общего простирания складчато-глыбового поднятия Полоусного края; 3) наличие в ядрах положительных структур нескрытых, либо слабо вскрытых денудаций интрузивов; 4) проявление сейсмичности и современных воздыманий значительной амплитуды; 5) проявление в рельефе тектонических нарушений преимущественно северо-западного простирания; 6) сравнительное спокойное гравитационное поле и развитие линейных магнитных аномалий северо-западного простирания, малоконтрастных на севере и высококонтрастных на юге области. Следует оговориться, что на северном фланге области в гравитационном поле появляются уступы, совпадающие с зонами разломов (Куйгинская зона).

Область развития линейных структур пространственно соответствует Западно-Полоусненской системе разломов. Важнейшую черту ее составляет нарастание контрастности рельефа от периферии области к ее осевой части, проявляющейся как в общем нарастании высоты вершинной поверхности, образующей свод в зоне наибольшего сближения разломов (рис. 3), так и в резком увеличении градиента высот за счет непосредственного соседства горстовых хребтов с отметками 1000—1500 м и узких грабенных днищ, лежащих на высоте 100—300 м. Протяженность горстовых хребтов составляет 50—70 км при ширине всего 10—12 км. В зависимости от положения в центре или на фланге свода, они имеют характер нормальных или косых горстов. Особенно отчетливо наблюдается асимметричное строение горстов по северо-восточному склону свода. На местности борта поднятий, совпадающие с зоной разлома, образуют уступ высотой 300—400 м с характерным фасетчатым строением склонов. Фрагменты поверхности выравнивания в пределах хребтов сохранились плохо. Восстановление ее возможно лишь по одновысотности отметок водоразделов в их осевой части. Аккумулятивный рельеф практически отсутствует; террасовые уровни сохранились лишь в продольных долинах.

Данные по строению впадин Западно-Полоусненской области пока отрывочны. О строении Уядинской впадины на восточном фланге зоны.

можно судить на основании бурения у пос. Уяндино. Верхи разреза, представленные осадками озерно-аллювиального генезиса мощностью 25—30 м — пылеватыми супесями, суглинками и глинами, содержащими значительное количество растительного детрита и включения аллохтонного торфа с мощными жилами и линзами льдов, и насыщенные сегрегационным льдом и подстилающими их ( $Q_{III}^{3-4}$ ) песками и галечниками, в целом датируются верхним плейстоценом. Ниже, до глубины 102 м,

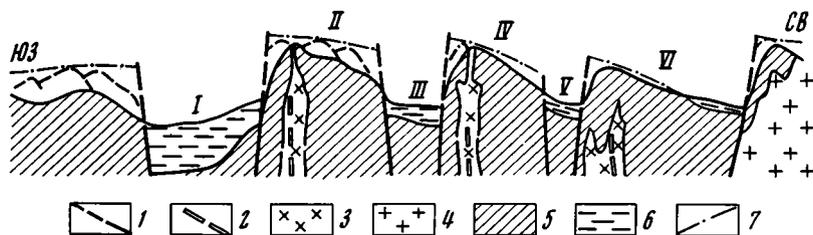


Рис. 3. Схема соотношения глубинных разломов мезозойского складчатого основания и нарушений, активизированных в новейшее время.

1 — разломы, выраженные в современной структуре; 2 — рудо- и магмаконтролирующие разломы мезозойского складчатого основания; 3 — штоки гранодиоритов; 4 — батолитоподобный гранитный массив; 5 — терригенные породы верхоянского комплекса; 6 — кайнозойские отложения; 7 — восстановленный уровень древней поверхности выравнивания. I — Селенняхская впадина; II — Ирричанское поднятие; III — Ирричанская впадина; IV — Селенняхское поднятие; V — Ат-Юрехская впадина; VI — Немкучанское поднятие

залегают осадки мелководного озерно-речного бассейна — пески, супеси с редкими гравийно-галечными прослоями и обильными растительными остатками ( $Q_1$ ). В интервале 102—126 м. встречены глинистые супеси пестрой палевой и сиреневой окраски с шишками и кусками древесины ( $N_2$ ) (Муратова и др., 1969). Присутствие этого горизонта, который можно интерпретировать как переотложенную кору выветривания, свидетельствует о возможной сохранности в наиболее глубоких частях впадины древних элювиальных образований *in situ*. В южной части впадины известны лигнитосодержащие осадки миоценового возраста. Впадина асимметрична; ее юго-западная часть, примыкающая к Немкучанскому кряжу, испытала на протяжении плейстоцена значительное поднятие, выведшее на поверхность неоген-нижнечетвертичные слои. Перекос днища впадины, сопровождавшийся смещением области аккумуляции в восточном и северо-восточном направлении, продолжается и в настоящее время.

Наиболее типична для линейных структур Селенняхская (Момо-Селенняхская) впадина в осевой части свода, мощность отложений в пределах которой достигает, по данным бурения, 300 м. В центральной части впадины разрез представляется в следующем виде. На коренных породах залегает кора выветривания каолинитово-гидрослюдистого состава мощностью около 40 м, перекрытая существенно глинистыми отложениями миоценового возраста мощностью 116 м, содержащими в средних горизонтах маломощные пропластки лигнитов, а в низах продукты переотложения коры выветривания. На глинах залегают пески с шишками хвойных (мощность 25 м) (плиоцен — нижний плейстоцен). Разрез венчается сорокаметровой толщей гравийно-галечных верхнеплейстоценовых отложений. Общая мощность рыхлой толщи составляет 258 м. Очевидно, «глинистая толща с лигнитами» может коррелироваться с аналогичными образованиями Уяндинской впадины, датированными плиоценом. Поскольку кору выветривания, залегающую в основании разреза, уместно сопоставить с аналогичными образованиями в данном регионе, датированными эоценом — миоценом (?), можно принять,

что данный разрез характеризует режим тектонических движений и осадконакопления на протяжении большей части кайнозоя и свидетельствует о постепенном усилении неотектонических движений и нарастании контрастности рельефа. Отсутствие датированных отложений самаровского времени во впадинах и всего среднего плейстоцена в пределах поднятий и грубообломочный характер осадков первой половины верхнего плейстоцена позволяет думать о проявлении здесь поднятия, отвечающего хараулахской фазе тектонических движений (Лунгерсгаузен, 1967) в Северном Верхоянье.

Сходные черты строения обнаруживаются в грабене Тенкели, входящем в сопряженную структуру Чохчуро-Чокурдахского вала и Селляхско-Тенкелийского грабена. На южном фланге Чохчуро-Чокурдахский вал выражен в виде асимметричной гряды с крутым западным склоном. Поверхность гряды, к востоку полого погружающаяся под отложения Приморской низменности, представляет древний педеплен с корой выветривания, сохранившейся в погребенных долинах, дренирующих гряду (ручей Суор и восточные склоны г. Чохчур). Западнее поверхность выравнивания опущена по системе разломов, обусловивших коленообразное строение долин, и образует днище грабена Тенкели, расчлененное системой погребенных врезов глубиной 20—30 м. Днище грабена обнаруживает поперечный перекося в соответствии с общим падением крыльев субмеридионального сводового поднятия. Мощность рыхлых отложений в пределах грабена составляет в предгорной части 50—60 м и увеличивается по мере продвижения в Приморскую низменность до 300 м и более (геофизические данные). Соответственно структура Чохчуро-Чокурдахского вала прослеживается на низменности не только благодаря цепочке денудационных останцовых массивов, сложенных меловыми интрузивными породами, но и по проявлению среди верхнеплейстоценовых осадков, покрывающих низменность, полосы выходов кучугуйской свиты ( $Q_{пк\check{c}}$ ). Эта структура, по-видимому, более древняя, чем описанные выше, существовала в виде водораздела на протяжении всего кайнозоя, начиная с палеоцена, когда она разделяла две области угленакопления: в низовьях р. Хромы и в устье рек Омолоя — Яны. Продолжение вала прослеживается в область шельфа на Новосибирские острова и затем сооружения хр. Ломоносова. О современном воздымании вала свидетельствует явный antecedentный характер прорезающих его правых притоков р. Селлях. Вместе с тем глубоко вдающийся залив Селляхской губы и признаки современной аккумуляции в устье р. Селлях свидетельствуют о продолжении сюда области прогибания вдоль западного подножья вала. Прямолинейность береговой линии залива и низовьев р. Селлях подтверждают дизъюнктивный характер границы обеих морфоструктур, а именно совпадение ее с северным флангом описанного выше глубинного разлома, пересекающего Приморскую низменность и центральную часть Полоусного. О кайнозойской активизации этого разлома в пределах хр. Полоусного говорит приуроченность к нему восточной границы описанной выше Уяндинской впадины, а также Томмотского грабена.

Наконец, неопровержимым доказательством активности перечисленных структур служат многочисленные данные о высокой сейсмичности территории. Нет нужды подробно останавливаться на изложении фактов, которым посвящена работа В. М. Кочеткова (1966). Отметим, однако, что эпицентры известных землетрясений точно совпадают с перечисленными выше глубинными разломами. Так, например, Илинь-Тасский разлом отмечен эпицентрами землетрясений 1932, 1955 и 1958 гг. с магнитудой  $4\frac{1}{2} \div 5$ . Особый интерес заслуживает Иргичанское землетрясение 19.IV.1962 г. с  $M = 6 \div 6\frac{1}{2}$ , резко изменившее представление о современной активности этой области. Эпицентр землетрясения

IV.1962 г. (так же как и последовавшего землетрясения VI.1962 г.) приурочен к разлому, ограничивающему Иргичанское поднятие. На южном фланге разлома, при пересечении им долины р. Селенях, расположен эпицентр Селеняхского землетрясения ( $M=4\frac{1}{2}$ ), произошедшего в том же году. Наконец, на северном продолжении в той части, где он переходит в Усть-Янский разлом и определяет конфигурацию Омолойского полуострова, расположен эпицентр еще одного крупного землетрясения, 30.XI.1918 г., с магнитудой —6.

Перечисленные особенности строения хр. Полоусного свидетельствуют о произошедшей в новейший тектонический этап и продолжающейся ныне активной перестройке структуры его западной части. Возникший структурный план испытывает непосредственное влияние структурной области хребтов Черского и Момского с характерным для нее нарастанием на протяжении кайнозоя контрастности и степени их дифференцированности неоструктур. Несмотря на ограниченность наших знаний, можно с уверенностью говорить также о тесной связи неоструктур Полоусного со структурами прилегающей части Приморской низменности. В пользу этого свидетельствует ряд фактов.

1. Продолжение в пределы Приморской низменности и прилегающей части шельфа моря Лаптевых по гравиметрическим и аэромагнитным данным зон разломов: Куйгинской, Чондонской, Чохчуро-Чокурдахской. При этом установлено, что выделенные в пределах шельфа зоны имеют глубинный характер и несут следы отчетливой современной активизации.

2. Наличие таких «сквозных структур», как Чохчуро-Чокурдахский вал, Тенкели-Селляхская впадина, а также ряда других.

3. Принадлежность Западно-Полоусненской области разломов к единому сейсмичному поясу, простирающемуся от Срединно-Арктического хребта (хр. Гаккеля) через шельф моря Лаптевых и Приморскую низменность в пределы горной страны хр. Черского, в систему Момо-Селеняхских впадин. Как известно, западная ветвь этого сейсмичного пояса продолжается в субмеридиональном направлении, совпадая с областью развития наложенных грабенов Северного Верхоянья.

4. Синхронность тектонического режима в плейстоцене с горными сооружениями Северного Верхоянья. Некоторое опережение хараулахской фазы, отмеченное для хр. Полоусного, хорошо согласуется с представлениями о более законченном типе его рифтовой структуры по сравнению с областью наложенных впадин Верхоянья.

В свете приведенных данных весьма своевременной представляется постановка вопроса о принадлежности характеризующей области к единой широкой зоне кайнозойской активизации, пересекающей северо-восток Азиатского континента на огромном протяжении от Северного Ледовитого до Тихого океана. Предпринимаемые в последнее время попытки проследить материковое продолжение Азиатского фланга Срединно-Арктического хребта (Хейзен, Юинг, 1964; Грачев и др., 1970, и др.) неизбежно обращают внимание исследователей на тектоническую активность осевой части горной страны хр. Черского с характерными для нее высокими градиентами новейших тектонических движений, развитием системы молодых (верхнемезозойских, кайнозойских и четвертичных) грабенов, позднечетвертичным вулканизмом (правда ограниченным) и сейсмичностью. При анализе глубинного строения территории выявляется система субпараллельных сквозных глубинных структур, уходящих в северную часть Тихого океана (Колымо-Алеутская зона глубинных разломов Ю. А. Вашилова, 1963). С другой стороны, высказывается мнение о связи области активизации хр. Черского с Южно-Якутской системой разломов и Байкальским рифтом (Грачев и др., 1970; Милановский, устное сообщение), образующими непрерывную

линейную зону высокой тектонической активности, по длине соизмеримую с системой Восточно-Африканских разломов.

Разобранные выше данные, свидетельствующие о происходящей в кайнозой активизации северного фланга Индигино-Колымской системы сквозных глубинных разломов и связанной с этим перестройкой структуры западной части хр. Полоусного, в корне меняют представление о неотектонической природе этой территории как области слабоконтрастных движений с унаследованным с конца мезозоя структурным планом. Особенности новейшей тектоники Западно-Полоусненской системы разломов, образующей связующее звено между системой Момо-Селенныхских впадин рифтового типа в осевой части поднятия хр. Черского и разрывными структурами шельфа моря Лаптевых, позволяют с уверенностью говорить о существовании единого пояса тектонической активизации, пересекающего северо-восточную оконечность Азиатского континента и представляющего материковое продолжение Срединно-Океанического хребта Гаккеля.

#### Литература

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Гончаров В. Р., Кулькова И. А., Титков А. С. Кайнозой Северо-Востока СССР. «Наука», 1968.
- Вашилов Ю. А. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1963, № 4.
- Грачев А. Ф., Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение.— Геоморфология, 1970, № 1.
- Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент.— В сб.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. «Наука», 1969, стр. 249.
- Кочетков В. И. Сейсмичность Якутии. «Наука», 1966, стр. 88.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Новейшая техника Сибирской платформы и ее горного обрамления.— В сб.: Тектонические движения и новейшая структура земной коры. «Наука», 1967, стр. 112.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Рудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех И. В. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. «Наука», 1968, стр. 60.
- Муратова М. В., Пирумова Л. Г., Рыбакова Н. О. К вопросу о расчленении плиоцен-плейстоценовых отложений Арктической Якутии по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов.— В сб.: IV научн. отчетн. конф. геол. фак-та МГУ. Тез. докл. Изд-во МГУ, 1969, стр. 185.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1962, стр. 224.
- Флеров Б. Л. Особенности структуры, магматизма и минерализации Куйгинской зоны разлома.— Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, Якутск, 1960, № 1.
- Хейзен Б., Юинг М. Срединно-океанический хребет и его продолжение через Арктический бассейн.— В кн.: Геология Арктики. «Мир», 1964, стр. 374.
- Эпов О. Г. К вопросу о пространственном размещении раннемеловых интрузивов хребта Полоусного и Селенныхского кряжа.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР. Якутск, 1961, вып. 7, стр. 82.

ВИМС, Янская геологоразведочная  
экспедиция ЯТГУ

Статья поступила  
2 января 1971 г.

УДК 551.241 (571.66)

М. С. МАРКОВ, Г. Е. НЕКРАСОВ, М. Ю. ХОТИН

**ФУНДАМЕНТ МЕЛОВОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ НА ПОЛУОСТРОВЕ  
КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)**

Рассмотрено строение габброидного комплекса на полуострове Камчатского мыса. Показано, что он подстилает эффузивно-туфо-кремнистые породы верхнемелового возраста и представляет собой их фундамент. Изучение габброидов полуострова Камчатского мыса показало, что они образовались за счет метасоматоза ультрабазитов. Высказано предположение, что породы габброидного комплекса представляют собой выходы пород «базальтового» слоя земной коры.

В последнее время появляется все больше и больше данных о специфичном составе пород фундамента эвгеосинклинальных зон и островных дуг (Davies, 1968; Пейве, 1969; Bailey et al., 1970; Книппер, 1970; Марков, 1970; Зоненшайн, 1970; Devey, Bird, 1971, и др.). Решение этого вопроса крайне важно для понимания соотношения структур океанов и геосинклинальных зон геологического прошлого. Поэтому каждый новый факт, касающийся строения фундамента складчатых зон или островных дуг, представляет, как нам кажется, интерес для геологов, занимающихся изучением складчатых зон, островных дуг и океанов.

Одним из районов, где соотношение комплекса геосинклинальных стратифицированных осадков и подстилающего их фундамента можно хорошо наблюдать, является полуостров Камчатского мыса, расположенный на восточном побережье Камчатки против Командорских островов. Структуры полуострова представляют собой западную часть Алеутской островной дуги и резко, по торцу сочленяются со структурами Восточной Камчатки (Марков и др., 1969), хотя в меловое время эти две зоны характеризовались близкими условиями осадконакопления.

В пределах полуострова Камчатского мыса обнажены стратифицирующиеся отложения мела, палеогена и неогена. Верхнемеловые отложения, несогласно залегающие на породах фундамента, представлены породами вулканогенно-кремнистой (смагинская свита), а в верхней части субаркозовой (пикежская свита) формаций. Первая из них похожа на вулканогенно-кремнистые члены францисканской формации (Бейли, Блейк, 1969; Хотин, 1972; Bailey et al., 1964). Палеогеновые отложения преимущественно терригенные вулканомиктовые, часто с ритмичной слоистостью (Борзунова и др., 1969).

Ниже вулканогенно-кремнистой формации верхнего мела залегают породы фундамента, вскрытые вдоль южного берега полуострова — от верховий р. Быстрой до долины р. Каменной. Они протягиваются в виде непрерывной полосы выходов длиной около 19 км при средней ширине 4 км. Особенно хорошо эти породы обнажены в долинах рек Мутная, Медвежья, Стремительная и Водопадная, а также в береговых обрывах Камчатского залива между устьями рек Стремительная и Водопадная (рис. 1).

Контакт верхнемеловых образований с породами фундамента убедительно свидетельствует о более древнем возрасте последних. Он очень хорошо виден в первом от устья правом притоке р. Каменной. Зона

контакта видна издали, так как на зеленые, темно-зеленые породы фундамента налегают красные, вишнево-красные эффузивы и туфы верхнего мела (рис. 2). Вблизи нее породы фундамента, представленные здесь среднезернистыми габброидами, теряют свою монолитность, распадаясь на отдельные блоки часто неправильной формы. Ближе к контакту их раздробленность увеличивается. Отдельные блоки уменьшаются

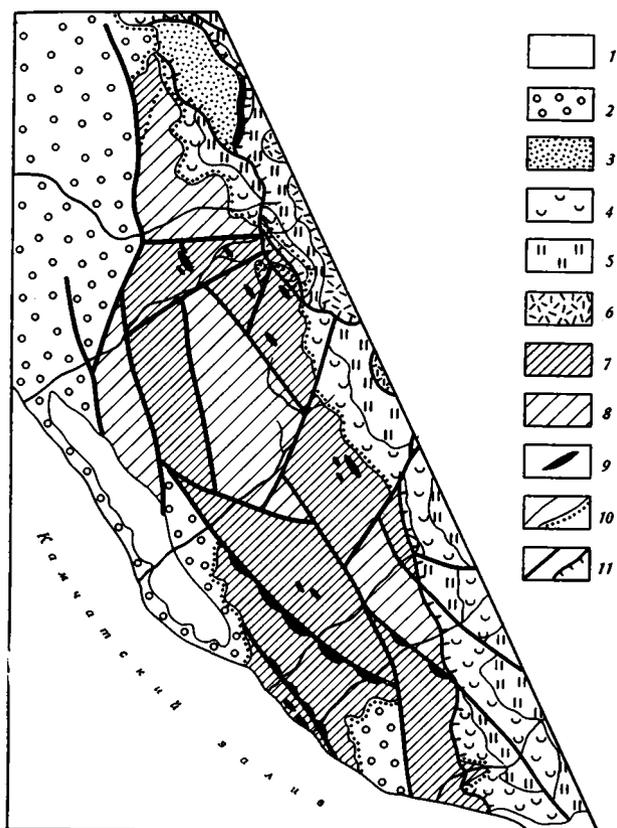


Рис. 1. Геологическая карта юго-западной части полуострова Камчатский мыс.

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — палеогеновые отложения; 4 — нижняя подсвита смагинской свиты; 5 — верхняя подсвита смагинской свиты; 6 — нижняя подсвита пикежской свиты; 7 — породы нижней части комплекса фундамента; 8 — породы верхней части комплекса фундамента; 9 — крупные включения ультрабазитов; 10 — границы нормального и несогласного залегания пород; 11 — разломы

в размерах, а количество межблокового глинистого материала увеличивается. Пространство между блоками заполнено зеленой глинистой массой<sup>1</sup>. Мощность зоны разрушенных габброидов в долине р. Каменной достигает 10—12 м, а в первом правом притоке она не превышает 3—5 м.

Контакт вышележащих эффузивов с габброидами неровный, с отдельными карманами. Базальные слои отложений верхнего мела в долине р. Каменной представлены красноватыми на выветрелой поверхности и темно-серыми на свежем сколе порфиридовидными базальтами, имеющими характерную шаровую отдельность. Эти породы содержат

<sup>1</sup> По данным В. И. Муравьева, она состоит из хлорита и коренсита.

отдельные прослои красных пелитовых туфов и туфобрекчий. Между шарами базальтов заключены обломки габброидов и сгустки зеленой глинистой массы, которые цементируются красным туфовым материалом. Они же наблюдаются и в прослоях красных железистых аргиллитов. В прослоях крупнообломочных туффитов и здесь, и выше по разрезу обнаруживаются обломки разнообразных по внешнему облику габброидов. Такой же контакт верхнемеловых отложений с габброидами наблюдался М. С. Марковым в долине р. Стремительной, М. Ю. Хотиным в долине р. Медвежьей и Б. К. Долматовым в верховьях левых притоков р. Первая Ольховая. Все эти данные с несомненностью свидетельствуют о том, что отложения верхнего мела залегают на габброидах с перерывом.

Породы фундамента, представленные преимущественно габброидами, всеми предыдущими исследователями (Долматов, Хотин, 1969; и др.), рассматривались как интрузивные образования, внедрившиеся в несколько этапов.

Однако изучение пород фундамента авторами настоящей статьи показало, что основная масса этих пород образовалась иным образом. Как уже отмечалось, фундамент этого района сложен разнообразными по составу, структурам и текстурам габброидами — габбро, троктолитами, габбро-норитами, габбро-пегматитами и габбро-диабазами.

В нижней части видимого разреза фундамента распространены крупнозернистые габбро и габбро-пегматиты с большим количеством включений и линз гипербазитов (часто пироксенитов) и оливиновых габбро. Породы сильно катаклазированы, а местами милонитизированы. Размеры таких тел достигают несколько десятков метров в длину при мощности 2—5 м. Резкие границы с вмещающими породами у включений отсутствуют. Эти взаимоотношения отчетливо видны на мысу Каменистом, где в береговых обрывах Камчатского залива обнажены среднезернистые диаллаговые габбро, среди которых линзами (5×25 см) и отдельными полосами распространены крупнозернистые, часто пегматоидные габбро. В целом создается впечатление, что породы обладают грубой, неправильной, линзовидной полосчатостью. Далее на восток, среди диаллагового габбро начинают появляться неправильной изометричной формы скопления



Рис. 2. Контакт габброидов и верхнемеловых эффузивов смагинской свиты. Правый приток р. Каменной

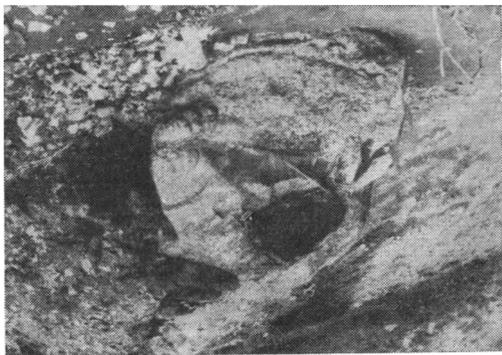


Рис. 3. Включения серпентинизированных дунитов в оливиновых габбро в устье р. Водопадной

оливинового габбро, которые в 300 м к востоку от мыса Каменистого составляют основную массу обнажений. Далее, вблизи устья р. Водопадной, в оливиновых габбро появляются линзы и включения серпентинизированных дунитов (рис. 3). Размеры наиболее крупных из этих включений не превышают 5×10 м. Переход от серпентинизированных дунитов к оливино-

вым габбро постепенный. Сначала в ультраосновных породах появляются отдельные зерна плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается при переходе к оливиновым габбро. Ширина таких зон перехода достигает 2—5 м. Таким образом, на расстоянии 1 км в габброидном комплексе последовательно наблюдаются диаллаговые габбро с габбро-пегматитами, оливиновые габбро и серпентинизированные дуниты. При этом нигде не удается наблюдать секущих интрузивных контактов этих образований друг с другом.

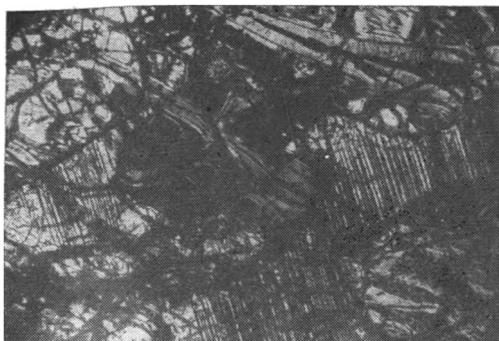


Рис. 4. Жилообразные выделения диаллага, пересекающие параллельно-волокнистую структуру серпентина. д — диаллаг; Sp — серпентин; николи X; ув. 70

Напротив, взаимоотношения этих пород, наблюдаемые в обнажениях, напоминают постепенное замещение одной разности другими.

То же самое по существу выявляется и при их микроскопическом изучении. Серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты слагают центральные части линз и включений. Внутренние части таких включений сложены массивными, окрашенными в зеленовато-черный цвет аподунитовыми серпентинитами, обладающими типичной для таких пород

решетчато-волокнистой (под углом преимущественно 60°), петельчатой или параллельно-волокнистой структурой.

Серпентинизация дунитов проявлена в целом неравномерно. Наряду с участками сплошного замещения оливина серпентином наблюдаются пятна, где последний развивается по оливину лишь по трещинам, и тогда удается наблюдать панидиоморфнозернистую первичную структуру породы. Параллельно-волокнистая структура в целом преобладает. Местами она подчеркивается ориентированными вдоль волокон прожилками или цепочками выделения рудного минерала.

Особое структурное положение по отношению к параллельно-волокнистой ткани породы занимают изредка встречающиеся моноклинные пироксены, представленные диопсидом и диаллагом. Диопсид образует неправильные прожилкообразные выделения, под острым углом пересекающие полосчатую ткань серпентинита, или неправильные по форме кристаллы в интерстициальном пространстве между псевдоморфозами серпентина по оливину. Последние в отдельных случаях сохраняют при этом идиоморфные очертания. Диаллаг наблюдается исключительно в виде неправильных жилообразных выделений на границе диопсида и полузамещенных серпентином кристаллов оливина и отчетливо корродирует своими границами как тот, так и другой. В направлении к габбро в оторочках вокруг ультрабазитовых включений, ширина которых достигает 10—15 см, количество моноклиального пироксена, представленного здесь исключительно диаллагом, резко увеличивается и достигает 25—30% от объема породы. Кроме диаллага появляется также и основной плагиоклаз. Диаллаг наблюдается в виде жилообразных выделений шириной от 0,5 до 2—3 мм, ориентированных преимущественно поперек или вдоль параллельных волокон серпентинита (рис. 4). Прожилки диаллага обрывают как эти волокна, так и приуроченные к ним жилки рудного минерала, сингенетичного серпентину. Внутри отдельных прожилков иногда можно наблюдать неправильные угловатые по форме реликты вмещающей полосчато-волокнистой массы серпентинита, придающие таким участкам породы брекчиевидную текстуру и свидетельствующую

щие о том, что новообразованный диаллаг возник вдоль зонок катаклаза. Основной плагиоклаз занимает точно такую же структурную позицию, как и диаллаг. Причем одни и те же прожилки сложены в одной части диаллагом, в другой — плагиоклазом. Разница между ними заключается в том, что количественно последний уступает диаллагу. Границы прожилковых выделений новообразованного диаллага и плагиоклаза в целом подчинены рисунку решетчатой структуры серпентинита, в результате чего в ряде случаев реликты полосчато-волоконистой или решетчато-волоконистой ткани серпентинита имеют правильные угловые очертания. Без учета всех вышеописанных явлений правильная форма реликтов серпентинитовой ткани в некоторых случаях может быть ложно воспринята как показатель идиоморфизма оливина по отношению к диаллагу.



Рис. 5. Диаллаговое габбро. Николи X; ув. 70

Еще далее в направлении к габбро в зоне, ширина которой колеблется для разных включений от 30—40 см до 2—2,5 м, количество новообразованного диаллага и основного плагиоклаза постепенно увеличивается. Полосчато-волоконистая ткань серпентинитов сохраняется уже лишь в виде округлых или неправильных по форме реликтов. При этом, несмотря на значительную разобщенность реликтов серпентина, ориентировка наиболее крупных жилок серпентина и рудного минерала в них подчиняется одному направлению.

Выше было показано, как в зонах перехода от ультрабазитов к габброидам формируются оливиновые габбро, характерные для переходных зон в нижней части видимого разреза фундамента.

При дальнейшем развитии пироксена (диаллага) и плагиоклаза реликты решетчато- и параллельно-волоконистой ткани серпентинитов полностью исчезают, порода по составу отвечает обычному диаллаговому габбро. Следует однако отметить, что породы здесь очень сильно варьируют по внешнему облику и составу — от габбро-пегматитов через крупно- и среднезернистые габброиды до мелкозернистого габбро и габбро-диабазов. В целом они производят впечатление пятнистого и чрезвычайно хаотического сочетания разнообразных по внешнему облику пород. Иногда по первичным породам развивается преимущественно плагиоклаз. Тогда возникают плагиоклазиты, в которых также можно наблюдать реликты оливина первичных гипербазитов. Можно думать, что анортозиты образовались позже, нежели большинство других пород комплекса габброидов.

Наиболее распространенными породами в средней части комплекса являются диаллаговые габбро, которые представляют собой зеленовато-серые, довольно светлые, от крупнозернистых до гиганто-кристаллических породы, состоящие из удлиненных кристаллов пироксена и табличатых короткостолбчатых зерен основного плагиоклаза. Структуры пород: порфириовидная, пегматоидная, идиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая и пойкилоофитовая. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном. Плагиоклаз, количество которого в среднем составляет 55—58%, представлен основным лабрадором № 63—66—битовнитом № 70. Распределение плагиоклаза в породах описываемого ряда крайне неравномерное. Местами он образует скопление идиоморфных зерен, а в других участках больший объем занимает пироксен в виде очень крупных резко ксеноморфных кристаллов, содержащих пойкилитовые включения плагиоклаза. Моноклинный пироксен представлен резко ксеноморфными по отношению к плагиоклазу (рис. 5) крупными зернами, иногда вытянутыми или призматиче-

скими. Последние разновидности характерны для пегматоидных габбро. По оптическим данным, отвечает клинопироксену ( $2V = +47 - +54^\circ$ ;  $cNg = 36 - 42$ ) с содержанием  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  от 40 до 44%. Кристаллы бесцветные, часто сдвойникованы, обладают ясной диааллаговой отдельностью. По краю зерен часто образуется реакционная кайма, роговой обманки.

Верхняя часть комплекса фундамента сложена в основном габбро-диабазы, диабазы и в меньшей степени шаровыми базальтами и базальтовыми порфиритами. Немаловажную роль в верхней части комплекса пород фундамента играют и крупнозернистые габбро, образующие среди мелкозернистых пород (диабазов, долеритов и габбро-диабазов) пятна, гнезда и тела неправильной формы, количество которых постепенно увеличивается вниз по разрезу. В результате этого невозможно провести четкую границу между верхней и нижней частями комплекса. Мощность верхней части комплекса пород фундамента составляет примерно 300—400 м, при его общей видимой мощности в 1000—1100 м.

Габбро-диабазы и диабазы верхней части фундамента зеленовато-серые, темно-серые, почти черные породы с порфиристыми выделениями плагиоклаза. Текстура пород массивная или мелкопятнистая из-за наличия мелких сростков пироксенов. Структура порфиристая, офитовая, часто приближающаяся к долеритовой. Породы состоят из идиоморфных вытянутых лейт основного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены изометричными зернами моноклинного пироксена. Аксессуары чаще всего представлены магнетитом. Вторичные минералы — амфиболом и хлоритом, реже — эпидотом.

В порфиристых разностях вкрапленники плагиоклаза образуют призматические зерна размером от 1 до 2,5 мм. Общее количество фенокристаллов достигает 30%. По составу плагиоклаз отвечает лабрадорбитовниту № 70—80, тогда как в основной массе он представлен лабрадором № 60—70. Вкрапленники плагиоклаза большей частью деанортитизированы. Этому процессу сопутствует развитие серицита, хлорита и цеолитов. Моноклинный пироксен, по составу близкий клинопироксенам диааллаговых габбро, выполняет интерстиции в виде изометричных клиноморфных зерен размером 0,1—0,15 мм. Как правило, по пироксену развивается светло-зеленый волокнистый уралит ( $2v = +77^\circ$ ,  $cNg = 14^\circ$ ), агрегаты почти бесцветных игольчатых зерен актинолита ( $2v = +80^\circ$ ,  $cNg = 12^\circ$ ) и листоватые зерна хлорита.

Амфиболизация габброидов, габбро-диабазов и базальтов, видимо, связана с появлением поздней генерации плагиоклаза и деанортитизацией плагиоклаза вкрапленников.

Шаровые базальты и базальтовые порфириты представлены оливновыми разновидностями. Характерно, что корка шаровых базальтов представлена стекловатыми базальтовыми порфиритами. В них наблюдаются хорошо ограненные кристаллы оливина, моноклинного пироксена и плагиоклаза (интрателлурические вкрапленники). Скопления более поздних порфиробластов плагиоклаза (лабрадор) создают гломеропорфиристые структуры. Часто можно видеть, как игольчатые выделения плагиоклаза второй генерации «прорезают» зерна оливина. Оливин часто замещен ангигоритом. Порфиробласты погружены в бурую неполярную в целом массу, в которой при большом увеличении удается различить коричневые слабо угасающие «снопики» и лучистые агрегаты кристаллов моноклинного пироксена. При углублении к центру отдельных шаров количество стекла убывает за счет его раскристаллизации, в результате чего порода принимает нормальный базальтовый, а зачастую и диабазовый облик. По мере приближения к неправильным телам габброидов степень раскристаллизации пород увеличивается, и можно наблюдать в шлифах совершенно постепенный переход к крупно-

зернистому габбро. Часто в таких породах видны остатки стекловатой массы эффузивов.

Разнообразные описанные выше породы прорваны большим количеством даек, представленных диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами. Некоторые из этих даек, видимо, представляют собой корни вышележащих эффузивных пород мела.

Из приведенного выше описания видно, что в южной части полуострова Камчатского мыса развиты разнообразные по составу и пестрые по внешнему облику породы основного и ультраосновного состава. Петрографическое изучение этих пород и их соотношений позволяет сделать вполне определенные выводы об их происхождении. Имеющиеся материалы показывают, что выделяемые разности габброидов (диаллаговое и оливиновое габбро, габбро-пегматиты и др.), развитые преимущественно в нижних частях комплекса пород фундамента, образовались скорее всего за счет процессов метасоматической переработки (пироксенизации и фельдшпатизации ультраосновных пород). Для верхней части фундамента, где широким развитием пользуются мелкозернистые габбро, габбро-диабазы и шаровые базальты, процесс габброидизации, по-видимому, был аналогичен тому, который мы видим в нижнем горизонте. Близкий к габбро первичный состав пород этот процесс, по-видимому, затушевывает. Однако то, что и в верхней части комплекса пород фундамента наблюдаются крупнозернистые диаллаговые габбро, видимо, свидетельствует о том, что описываемый процесс метасоматоза имел место и здесь. Кроме того, необходимо отметить, что для рассматриваемых пород характерно широкое развитие процессов амфиболитизации и полевошпатизации, в результате чего появляются новообразования более кислого плагиоклаза. Возможно, что процесс появления роговой обманки и более кислого плагиоклаза был оторван во времени от рассмотренных ранее процессов.

Не исключено, что в пределах рассматриваемого фундамента встречаются породы, образование которых было связано с частичным анатексисом и перемещением вещества внутри комплекса габброидов, в результате чего появились породы с типичными диабазовыми и габбровыми структурами.

Тело габброидов, обнаженных в южной части полуострова Камчатского мыса, разбиты серией субширотных и северо-западных разломов типа взбросов на серию блоков, вытянутых параллельно простиранию южного берега полуострова (Марков и др., 1969). Благодаря этому такая последовательность залегания габброидов — с преобладанием включений ультраосновных пород в нижней части и включений метавулканитов в верхней — повторяется в некоторых разрезах дважды (реки Мутная, Медвежья и др.). Разломы в габброидах представляют собой вертикальные 20—30-метровые зоны превращенных в тектоническую глинку пород, содержащих отдельные линзовидные тела (10×2—3 м) серпентинизированных ультрабазитов. При ударе молотком эти породы распадаются на отдельные будины. Наличие этих пород, выжатых в зонах разломов, позволяет предполагать, что ниже габброидов располагаются ультраосновные образования.

Таким образом, очевидно, что меланократовый фундамент полуострова Камчатского мыса состоит в нижней части из метасоматически измененных ультрабазитов, а в верхней — из метаморфизованных базальтов, диабазов и долеритов. Каково было первичное соотношение ультрабазитов и перекрывающих их эффузивов неясно, так как средняя часть комплекса пород фундамента представлена сейчас сложным сочетанием разнообразных метасоматических габброидов. Выше с перерывом он перекрывается вулканогенно-кремнистыми практически неметаморфизованными отложениями верхнего мела. Какой интервал по времени занимает этот перерыв, в настоящее время неизвестно.

Петрохимическая характеристика описываемого комплекса уже рассматривалась ранее (Долматов, Хотин, 1969). Здесь следует только отметить, что габбровые породы, соответствующие среднемировым щелочноземельным аналогам, характеризуются высокой степенью основности, что, видимо, связано с описанным процессом «габброидизации» гипербазитового вещества.

В последние годы выясняется, что аналогичные комплексы габброидов слагают фундамент многих островных дуг (Марков, 1970; Пейве и др., 1971; Davies, 1968; Thompson, Fisher, 1965, и др.).

Сходные породы описаны австралийскими геологами в юго-восточной части Новой Гвинеи. Здесь, по данным Х. Дэвиса (Davies, 1968), выше ультраосновных пород, преимущественно энстатитовых оливинитов, тектонически перемещенных в верхние горизонты земной коры, залегает комплекс габброидов, образовавшихся в результате метасоматической переработки ультрабазитов. В ряде обнажений наблюдаются совершенно постепенные переходы от ультрабазитов к габброидам через зоны «переслаивания» пироксенитов, габбро и анортозитов. Хорошие обнажения таких переходных зон наблюдались М. С. Марковым на побережье Соломонова моря в 7 км к югу от пос. Саламауа. Изучение этих пород показало, что плагиоклаз в этих породах образовался позднее других минералов. В его кристаллах содержатся пойкилитовые включения оливина и пироксена. Более того, полевошпатизация ультраосновных пород происходила заведомо позже процессов их серпентинизации, что устанавливается в шлифах при анализе взаимоотношений этих двух минералов. Не исключено, однако, что в составе комплекса габброидов Папуа, имеющего мощность 5—6 км, встречаются и интрузии габбро, образование которых, вероятно, связано с частичным переплавлением комплекса метасоматических габброидов (Davies, 1968). Х. Дэвис, детально изучивший габброидный комплекс зоны Папуа, пишет, что его образование связано с кремнистым метасоматозом, следы которого устанавливаются уже при замещении дунитов неправильными телами энстатитовых оливинитов.

Выше габброидов залегают мел-палеогеновые толщи базальтов и их туфов, мощность которых достигает 2,5—3 км. Не исключено, что в некоторых районах Новой Гвинеи между комплексом габброидов и мел-палеогеновыми эффузивами залегает толща зеленых сланцев и мелкозернистых долеритов (метаморфические породы Урепе — Smith, Green, 1961). Нетрудно видеть, что разрез юго-восточной части Новой Гвинеи и положение в нем комплекса метасоматических габброидов удивительно сходны с положением аналогичных образований на полуострове Камчатского мыса.

Ранее нами (Марков, 1970) было показано, что аналогичное место в разрезе островных дуг занимают метаморфические образования меланократового состава (амфиболиты, гранатовые амфиболиты) и что они должны рассматриваться как породы геофизического «базальтового» слоя земной коры (Пейве и др., 1971). В других случаях такое же «стратиграфическое» положение занимают метасоматические габброиды. Следовательно, мы должны прийти к выводу, что геофизический «базальтовый» слой земной коры неоднороден по латерали и, вероятно, по вертикали и сложен как сильно метаморфизованными породами преимущественно базальтового состава, так и метасоматически измененными «габброидизированными» ультраосновными породами. Для каких зон характерно развитие тех или иных комплексов меланократовых пород сейчас неясно, и выяснение этих вопросов составляет задачу дальнейших исследований.

Несомненный интерес для целей сравнительной тектоники представляет тот факт, что сходные комплексы габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов давно уже были описаны в ряде эвгеосинклинальных

зон. В частности, на Урале эти образования детально были изучены и описаны А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой (1967) в Кытлымском массиве Среднего Урала и В. Ф. Морковкиной (1967) на Полярном Урале.

Этими геологами на основании тщательного изучения соотношения гипербазитов и габброидов в поле, исследования их петрографии и геохимии было показано, что сложный по своему составу комплекс габброидов образовался в результате метасоматических преобразований ультраосновных пород с привнесением кремнезема, кальция и алюминия (Ефимов, Ефимова, 1967). Интересно, что этот процесс, согласно данным В. Ф. Морковкиной (1967), проходил раньше, чем образование жадеит-глаукофановых пород Полярного Урала. Следует отметить, что упомянутые выше геологи считали, что ультраосновные массивы Урала являются типичными интрузиями. Однако в последнее время эта точка зрения оспаривается многими исследователями. В частности, недавние наблюдения А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, А. С. Перфильева и С. В. Руженцева (Пейве и др., 1971<sub>2</sub>) показали, что аналогичные породы (ультрабазиты, габброиды и габбро-амфиболиты) Хабарнинского массива Южного Уралалагают основание (фундамент) эвгеосинклинального разреза Урала и тектонически выделены на поверхность, залегая в основании крупного шарьяжа.

Таким образом, сейчас во все большем и большем количестве мест устанавливается наличие под эвгеосинклинальными колоннами пород своеобразного меланократового фундамента, породы которого могут рассматриваться как типоморфные образования геофизического «базальтового» слоя земной коры. Они характерны как для островных дуг (современных геосинклинальных систем), так и для эвгеосинклинальных зон геологического прошлого. Образцы аналогичных пород были обнаружены и во внутренних частях современных океанов (Aumento, 1970). Изучение этих пород показывает, что отложения «базальтового» слоя формируются, с одной стороны, за счет метасоматического преобразования ультраосновных пород (верхняя мантия), с другой — за счет метаморфизма и метасоматоза вышележащих толщ базальтов и долеритов. В первом случае мы, видимо, должны наблюдать постепенную миграцию вниз поверхности Мохоровичича. Во втором — кровля «базальтового» слоя должна постепенно подниматься по мере продвижения фронта метаморфизма.

Изучение глубинного строения островных дуг и складчатых областей приводит нас к выводу, что в начальные этапы формирования островных дуг происходит увеличение мощности «базальтового» слоя земной коры (Марков и др., 1967; Марков, Соловьева, 1972), которое может быть обусловлено процессами метасоматоза и метаморфизма, рассматриваемыми в этой статье. Дальнейшее развитие этих процессов по мере становления островных дуг приводит к появлению и формированию «гранитного» слоя (Марков, 1969; 1970), начальные стадии которого улавливаются и в областях развития меланократовых метаморфид в виде плагιοгранитных инъекций и жил.

Изучение меланократовых пород фундамента океанов, островных дуг и складчатых областей является одной из наиболее актуальных проблем современной геологии и несомненно принесет нам ответы на многие вопросы формирования и развития глубинных зон земной коры.

#### Литература

- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статья 1 и 2.— Геотектоника, 1969, № 3—4.  
Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.

- Долматов Б. К., Хотин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— Сов. геология, 1969, № 7.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967, стр. 336.
- Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная» тектоника.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— В кн.: Магматизм и тектоника. М., «Наука», 1969, стр. 228—242.
- Марков М. С. Метаморфические формации и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шuvaев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967, стр. 222.
- Марков М. С., Соловьева И. А. Глубинное строение островных дуг и Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967, стр. 280.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971, стр. 9—40.
- Хотин М. Ю. Кремнистые породы позднемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского мыса (Восточная Камчатка) и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
- Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. Science, 1969, v. 165, No. 3898.
- Bailey E. H., Irwin W. R., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California.— Californ. division mines geology. 1964, Bull. 183.
- Bailey E. H., Blake M. C., Jones D. L. On-Land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. U. S. Geol. Surv., prof. paper 700-C., 1970, p. C70—C81.
- Davies H. L. Papuan ultramfic belt.— Report XXIII session Intern. Geol. Congr. Prague, 1968, No. 1, pp. 209—220.
- Dewey J. F., Bird J. M. Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 14, pp. 3179—3206.
- Smith J. W., Green D. H. The geology of the Musa River area.— Bur. Min. Resour. Australia, 1961, rep. 52, pp. 41.
- Thompson J. E., Fisher N. H. Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting.— VIII Commonwealth mining and metallurgical congress. Melbourne, Australia, 1965, pp. 115—147.

УДК 551.243.33(571.54)

В. Г. ХОМИЧ, М. Ю. ЦЫДЕНОВ, В. Д. ЛЮБАЛИН, Ю. И. СИМОНОВ

**О РОЛИ СКЛАДЧАТЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ  
СТРУКТУРЫ БАЛЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ  
ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Отложения, выполняющие Балейскую впадину, расчленены на три структурных яруса. Порода нижнего и среднего ярусов дислоцированы в складки; верхний ярус залегает субгоризонтально. Сделан вывод о самостоятельном значении складчатых дислокаций в формировании впадины.

В геологической структуре Восточного Забайкалья выделяются верхнеархейский, протерозой-нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский, ниже-среднеюрский, средне-верхнеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой структурные этажи.

В данной статье на примере Балейской впадины рассматриваются особенности строения верхнеюрско-нижнемелового структурного этажа.

Балейская впадина расположена в юго-западной части Ундино-Дайинской депрессии (рис. 1). К впадине приурочена большая часть одноименного рудного поля, что определяет повышенный интерес к расшировке ее структуры.

В настоящее время господствует представление, что формирование Балейской впадины было связано с вертикальными перемещениями блоков фундамента по разломам, а все встречающиеся складчатые формы являются производными этих движений. Во впадине надежно откартированы сбросы, сопровождающиеся типичными приразломными складками и местами переходящие во флексуры, многочисленные трещины скола, отрыва и межформационные срывы, получившие название пологих зон смятия (Петровская и др., 1961), а также складки разных порядков. В данном сообщении приводится характеристика главным образом складчатых дислокаций и высказывается мнение, что наблюдающаяся складчатая структура не может быть объяснена без привлечения тангенциальных напряжений.

В последнее время проведено детальное литолого-стратиграфическое расчленение верхнемезозойских терригенных отложений Балейской впадины. Выделены верхнеюрско-нижнемеловая балейская серия, объединяющая тергенскую, кокуйскую и тасеевскую свиты, и нижнемеловая новотроицкая серия, включающая отмаховскую и кибиревскую свиты. Самая верхняя часть разреза представлена нижнемеловой каменской свитой, относимой к тайнинской серии (Любалин и др., 1970<sub>1</sub>).

Наиболее отчетливо складчатые дислокации проявлены в отложениях балейской свиты. В центральной части впадины наблюдается антиклиналь первого порядка, сопряженная на западе с синклиналью того же порядка (рис. 2). Антиклиналь вытянута в субмеридиональном направлении и имеет размер  $4 \times 2$  км. Углы наклона западного крыла достигают  $40^\circ$ , восточного —  $10-20^\circ$ . Шарнир складки ундулирует. В центральной части впадины он максимально погружен, и в этом месте слои залегают почти горизонтально, а к северу и югу шарнир воздымается под углом  $10-20^\circ$ .

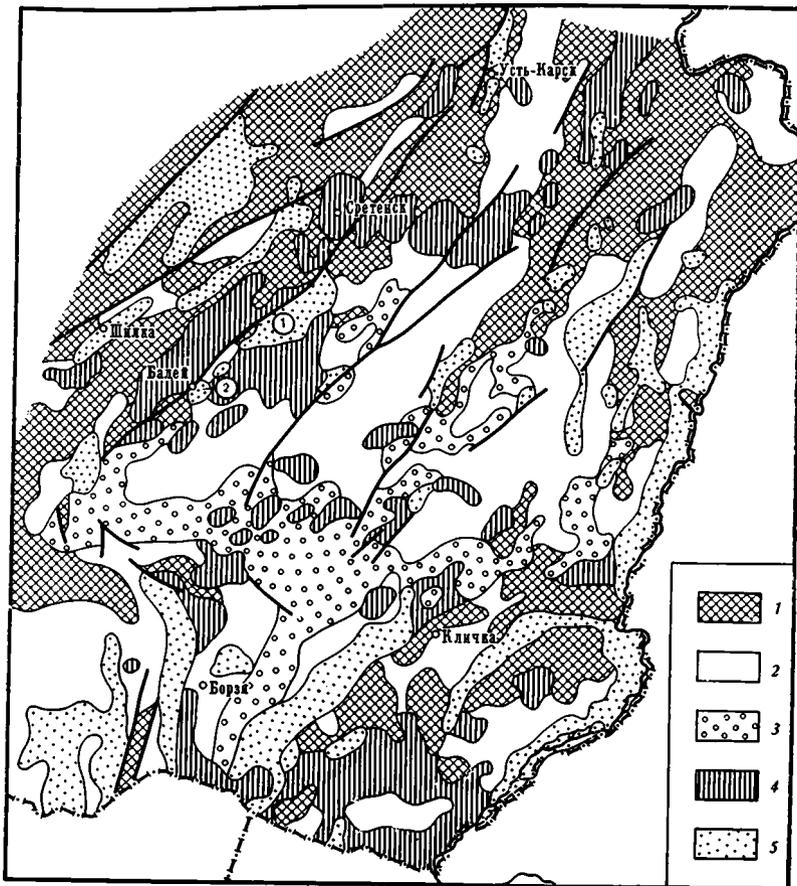


Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Забайкалья  
 Структурные этажи: 1 — верхнеархейский и протерозой-нижнепалеозойский; 2 — средне-верхнепалеозойский; 3 — нижне-среднеюрский; 4 — средне-верхнеюрский; 5 — верхнеюрско-нижнемеловой  
 Цифры на схеме обозначают:  
 1 — Ундино-Даинская депрессия, 2 — Балейская впадина

В южной части впадины намечается разветвление антиклинальной складки. Западная ветвь ее дугообразно изогнута. Простирается с юго-западного на субширотное и северо-западное. Хорошо выражено крыло антиклинали, сопряженное с синклиналью и падающее под углом 35—40°. Восточная ветвь антиклинали прослеживается на очень небольшом отрезке, где ее простираение меняется на субширотное.

Синклираль первого порядка имеет северо-западное простираение. Размер ее 5×3 км. Шарнир складки погружается в этом же направлении под углом 15°. Углы падения крыльев составляют 25—30°, реже 40° (рис. 3). На юго-востоке установлено центриклинальное замыкание складки; углы падения здесь уменьшаются до 10—15°. Осевая часть синклинали осложнена антиклиналью второго порядка, а крылья — более мелкими складками.

Складки более высоких порядков известны также в пределах центральной антиклинали первого порядка. Самая крупная из них выявлена еще в 1940 г. С. А. Музылевым при документации горизонтальных подземных выработок на южном участке Балейского месторождения. Прослеженный им горизонт песчано-сланцевых пород, разделяющий крупногалечные тергенские конгломераты и мелкогалечные конгломераты кокуйской свиты, образует в плане широкую дугу, обращенную

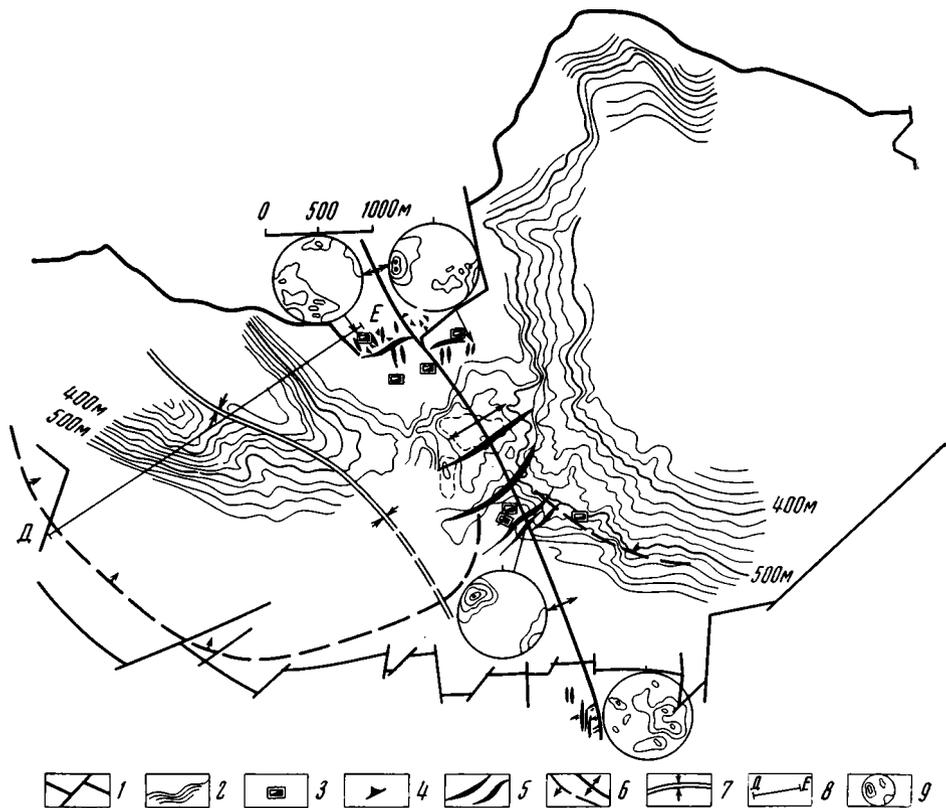


Рис. 2. Карта изогипс кровли байкальской серии в Байкальской впадине  
 1 — современные контуры впадины; 2 — изогипсы кровли байкальской серии; 3 — шахты;  
 4 — ориентировка полосчатости в каменноугольных гранитоидах; 5 — основные рудные  
 тела Байкальского и Тасеевского месторождений; 6 — оси антиклинальных складок; 7 —  
 ось синклинали складки; 8 — линия разреза ДЕ; 9 — диаграммы ориентировки жил  
 (изолинии через 2%)

выпуклостью к югу. В западной части периклинального замыкания терригенные отложения наклонены к юго-западу под углом  $35^\circ$ , в центральной части — на юг под углом  $20\text{--}30^\circ$ , а в восточной — на юго-юго-восток под углом  $30^\circ$ . Ширина этой складки не менее 600 м. Ее шарнир довольно круто (угол  $25\text{--}30^\circ$ ) погружается на юг. Фрагмент периклинального замыкания этой же складки был закартирован С. А. Музылевым и среди конгломератов тергенской свиты по прослойкам песчаных пород среди них. Простираение конгломератов субширотное с небольшим отклонением к северо-западу и юго-востоку; падение на юг. Углы падения, судя по замерам в песчаных прослоях, колеблются от  $20$  до  $40^\circ$ . Плоские гальки в конгломератах падают в этом же направлении, но угол наклона их достигает  $50\text{--}70^\circ$ . Если исключить первичный наклон галек ( $20\text{--}30^\circ$ ), то наклон конгломератовых линз составит  $30\text{--}40^\circ$ , т. е. окажется близким наклону песчаных прослоев.

На этом же участке среди отложений кокуйской свиты, т. е. на более высоком стратиграфическом уровне, в подземных горных выработках А. К. Мухамедшиным в 1967 г. были закартированы открытые, несколько асимметричные складки субмеридионального простираения. Углы падения крыльев этих складок достигают  $20\text{--}25^\circ$ . Их ширина колеблется от 250 до 350 м, а вертикальная амплитуда — от 30 до 50 м. Меридиональную складку такого же простираения можно наблюдать в южном карьере на интервале 300—400 м. В западной стенке этого карьера песчаники и конгломерато-брекчии тасеевской свиты наклонены под углами

15—20° по азимуту ЮЗ 210—235°. В южном борту карьера эти же породы полого (под углом 5—10°) погружаются на юг. В восточной стенке они имеют следующие элементы залегания: азимут падения 90°, угол падения 18—30°.

К складкам третьего порядка нами относятся складки северо-западного простирания, описанные в 1938 г. Н. Н. Горностаевым, в 50—150 м к западу от илового завода. Крылья этих складок, ширина которых колеблется от 15 до 50 м, падают на северо-восток и юго-запад под углами 30—40°.

К складкам четвертого порядка могут быть отнесены прямые открытые складки близмеридионального простирания шириной 0,6—1,2 м, закартированные в южной стенке карьера № 2 (уступ 564 м) в отложениях тасеевской свиты. Вертикальная амплитуда складок 0,3 м, угол наклона их крыльев 120—145°. Шарнир их погружается в южном направлении под углом 5—10°.

Наконец, у крупных разломов отмечаются складки с амплитудой 2—3 м, полностью затухающие на удалении 5—10 м от разломов.

В отложениях балейской серии широко развиты пологие зоны смятия и дробления, повторяющие в общих чертах изгибы крыльев складок. Эти зоны, обычно выполненные тектонической глиной и халцедоном, отмечаются практически повсеместно вдоль наиболее четких литологических контактов. Чаще всего они приурочены к прослоям песчаников среди псефитов, но наблюдаются также и непосредственно в песчаниках и алевролитах в виде внутрипластовых срывов. В южной части Тасеевского месторождения вдоль пологих нарушений Ю. Г. Сафоновым и Л. И. Лукиным были закартированы складки волочения среди алевролитов. Амплитуда перемещения по отдельным пологим зонам смятия и дробления достигает 40 м (пологое нарушение № 3), а суммарная амплитуда смещения по группе близко расположенных пологих сместителей достигает 100 м. Со смещением по пологим нарушениям связано несоответствие элементов складок по нормали, особенно отчетливо установленное в отложениях тергенской и кокуйской свит.

Помимо отложений балейской серии складчатые дислокации известны также в подстилающих и перекрывающих породах. Считается, что верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования шадаронской серии, фрагментарно развитые в основании впадины и по ее обрамлению, образуют несколько брахискладок преимущественно северо-восточного простирания. Судя по немногочисленным замерам элементов стратифицированных прослоев в эффузивах у южного борта впадины (гора Крестовая, участок жилы № 17), падение крыльев этих складок достигает 47—50°.

В диоритах и гранодиоритах северного борта впадины еще в 30-х годах Н. П. Горностаевым была закартирована открытая меридиональная складка. Этот исследователь указал, что «гнейсовидность» и параллельная ей шлироватость в кристаллических породах образуют пологую широтную дугу, выгнутую к югу. При этом зоны милонитизации и контакт штокообразного тела лейкократовых гранитов с вмещающими гранитоидами повторяют в общих чертах то же структурное направление. Существование куполовидной складки в этом районе недавно подтверждено на новой фактической основе В. Г. Gladковым и др. (1969). Она хорошо видна в северной стенке карьера № 1, где отчетливо выявляется по ориентировке минералов, шлиров и ксенолитов, а также благодаря изгибам пологих зон смятия. Углы падения складки колеблются в пределах 20—40°. Шарнир купола погружается в южном направлении под углом 30—45°. В разрезе падение крыльев подчеркивается наклонным залеганием пластообразной дайки верхнеюрских диоритовых порфиритов, погружение шарнира к югу — изгибом кровли лейкократовых гранитов. Описанная куполовидная антиклиналь совпадает с антиклиналью пер-



вого порядка, которая располагается в центральной части впадины среди отложений балеической серии. Кроме того, пологие зоны смятия в антиклинальной складке, выраженной в кристаллических породах, как бы непосредственно продолжают межформационные срывы, зафиксированные среди осадочных пород. Впервые общая параллельность этих зон отмечена П. С. Бернштейном (Петровская и др., 1961). Между пологими зонами в гранитоидах наблюдаются многочисленные трещины отрыва, главным образом продольные по отношению к антиклинальной складке. Повышенная трещиноватость отмечается и среди осадочных пород в пределах антиклинали, причем трещины ориентированы главным образом параллельно и нормально к оси складки (см. рис. 2).

Напряженность складок, наблюдающаяся в отложениях балеической серии, вверх по разрезу сравнительно быстро затухает. Так, наклонные слои новотроицкой серии не превышают  $20-50^\circ$  в подошве ее и  $5-10^\circ$  в кровле. Отложения этой серии выполняют две крупные мульды. В западной части Балеической впадины мульда совпадает с синклиналью в породах балеической серии. Восточная мульда приурочена к прогибу в фундаменте. Мульды выполнены смещенными друг относительно друга линзами терригенных пород. Снизу вверх происходит постепенное уплотнение линз за счет систематического увеличения мощностей к центру мульды. В нижней части новотроицкой серии — в отмаховской свите — наблюдаются пологие зоны смятия. Отложения тайнинской серии (каменной свиты) залегают почти горизонтально и выполняют грабен-синклиналь субширотного простирания, ограниченную с севера конседиментационным разломом. В центральной части грабен-синклинали выделяется поперечное поднятие, совпадающее с антиклиналью первого порядка в породах балеической свиты.

По степени и характеру дислокаций среди отложений впадины выделяются три структурных яруса: нижний, средний и верхний. Нижний ярус сложен породами балеической серии, средний — новотроицкой, верхний — тайнинской.

Реконструкция палеотектонических условий показала, что накопленные отложения балеической и тайнинской серий сопровождалось блоковыми движениями фундамента по разломам, а отложения новотроицкой серии накапливались в процессе складчатости (Любалин и др., 1970<sub>2</sub>). Значительная мощность последних указывает на то, что складкообразование в данном случае не кратковременный акт («фаза»), а длительный процесс. Продолжительность существования складкообразующих напряжений определяется продолжительностью формирования мульды, выполненных отложениями среднего яруса. Что же касается суммарного эффекта смятия, то он оказался аккумулятивным в структуре нижнего яруса в виде складок и сопряженных с ними межформационных срывов и других синскладчатых нарушений. Некоторое поглубение осадочных образований в сводовых частях антиклиналей и утонение их на крыльях и в замке синклинали указывают на то, что образование складчатой структуры началось еще в процессе накопления балеической серии. О соотношении величины кон- и постседиментационных изгибов слоев балеической серии можно судить по тому, что разница в мощностях серии в замковых частях складок не превышает 200 м, а амплитуда складок по кровле ее достигает 500 м.

Подобие складчатых структур молодых слоев со складчатыми структурами кристаллического фундамента обычно интерпретируется как свидетельство постумных (по Э. Зюсу) или унаследованных (по А. Л. Яншину) движений. В нашем случае наряду с унаследованностью вероятным следует считать и предположение о том, что смятие осадочного чехла сопровождалось некоторым изгибом фундамента, в результате которого возникали многочисленные трещины. В какой-то мере изгиб кристаллических пород может быть объяснен длительностью выделен-

ного этапа складкообразования и возможным разогревом верхней части земной коры в связи с интенсивным вулканизмом, проявившимся в региональном плане.

Приведенные данные, по нашему мнению, свидетельствуют о самостоятельном значении складчатых дислокаций в формировании структуры Балейской впадины. Анализ материалов по Балейскому рудному полю с таких позиций позволил установить, что эндогенное оруденение по времени приурочено к началу этапа складчатых движений, а промышленные тела сосредоточены в пределах центральной антиклинали в породах нижнего яруса и в гранитоидах обрамления (Любалин и др., 1970<sub>2</sub>).

#### Литература

- Гладков В. Г., Хомич В. Г., Чеглоков С. В. Об элементах унаследованности некоторых особенностей строения кристаллического фундамента в структуре Балейского рудного поля.— *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, 1969, вып. 6, ч. 1.
- Любалин В. Д., Симонов Ю. И., Хомич В. Г., Чеглоков С. В. Стратификация отложений Балейского грабена и положение в разрезе золотого оруденения.— В сб.: *Проблемы Балея*. 1970, Изд. Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, Чита.
- Любалин В. Д., Симонов Ю. И., Хомич В. Г., Чеглоков С. В. Основные черты геологического строения Балейского грабена.— *Сов. геология*, 1970, № 5.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г. и др. 1961. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье).— *Тр. ЦНИГРИ*, 1961, вып. 45, ч. I и II.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношения Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1948, № 5.

Балейская геологоразведочная экспедиция  
Забайкальский научно-исследовательский  
институт

Статья поступила  
11 декабря 1970 г.



УДК 551.243.8(571.61)

Ю. А. ИВАНОВ

## О ЗНАЧЕНИИ НИЖНЕАМУРСКОГО РАЗЛОМА В МЕЗОЗОЙСКОМ РАЗВИТИИ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

На основе анализа новых геологических данных по Нижнему Приамурью объясняется причина установленного здесь структурного несогласия между нижней — средней юрой и верхней юрой — нижним мелом. Обосновывается существование самостоятельного позднемеэозойского геосинклинального прогиба, в зарождении и развитии которого важную роль играл Нижнеамурский разлом, рассматриваемый в качестве северного продолжения Центрально-Сихотэ-Алиньского шва.

За последнее время появился ряд новых данных о геологическом строении Нижнего Приамурья, среди которых особо следует выделить: открытие фаунистически охарактеризованной верхней юры, залегающей несогласно на средней юре (Ахметьев и др., 1967); установление важной структурно-металлогенической роли разломов близмеридионального направления (Беляевский, Борисов, 1964; Чеботарев, Усенко, 1967); выделение Тахтинского массива (Салун, 1971).

Обобщение материалов геологических съемок, выполненное автором с учетом этих новых данных, показало, что в тектонической истории Нижнего Приамурья существенную роль играл крупный близмеридиональный разлом, названный автором Нижнеамурским<sup>1</sup>.

В Нижнем Приамурье распространены геосинклинальные образования юры и мела и послегеосинклинальные, преимущественно вулканогенные породы позднего мела, палеогена и неогена. Значительное место также занимают позднемеловые соскладчатые и послескладчатые гранитоиды. В геологической структуре района четко выделяются восточная, центральная и западная зоны, отличающиеся по своему строению (рис. 1). Восточная зона, являющаяся северным окончанием Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса, сложена эффузивами позднеорогенного (верхний мел — палеоцен) и послеорогенного (эоцен — плиоцен) комплексов. В северной части зоны эффузивы наложены на Тахтинский массив, который в качестве приподнятого жесткого блока выделился, по-видимому, в конце средней юры, так как в его складчатой структуре участвуют породы среднего палеозоя (?), нижнего лейаса и аалена, выступающие в ряде мест из-под эффузивов. Предположение о байкальском возрасте массива (Салун, 1971) весьма гипотетично. На юге зоны вулканогенный пояс формировался на более молодых складчатых структурах.

Западная и Центральная зоны образованы геосинклинальными толщами разных структурных комплексов. Эти зоны разделены Нижнеамурским разломом, пересекающим Нижнее Приамурье в близмеридиональном направлении. Западная зона охватывает северо-восточные части Амгуньского и Горинского синклиналиев, которые выделяют на севере Сихотэ-Алиньской области (Геология СССР, т. XIX, 1966). Условной структурной границей зоны на западе могут считаться меридиональные Тугурская и Эворон-Чукчагирская кайнозойские впадины, на-

<sup>1</sup> Под этим наименованием объединены в качестве единого разлома выделявшиеся ранее как самостоятельные Имско-Китканский (или Лимурчанский) и Мевачанский разломы.

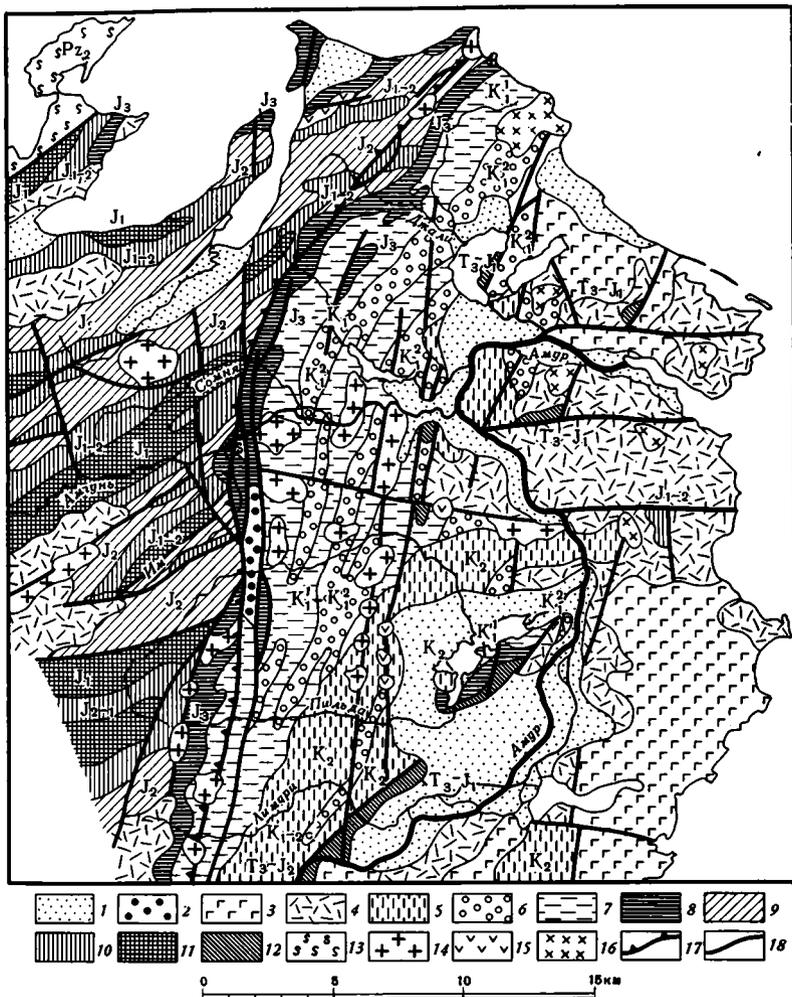


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нижнего Приамурья. Составил Ю. А. Иванов  
 1 — олигоцен-четвертичные отложения; 2 — эоцен — олигоцен; 3 — палеоген — неоген (эффузивы); 4 — верхний мел (эффузивы); 5 — сеноман — турон ( $K_2$ ); 6 — готерив (?) — альб ( $K_1^2$ ); 7 — берниас (?) — валланжин  $K_1^1$ ; 8 — верхняя юра ( $J_3$ ); 9 — средняя юра ( $J_2$ ); 10 — нижняя — средняя юра ( $J_{1-2}$ ); 11 — средний и верхний лейас ( $J_1$ ); 12 — верхний триас (?) — нижний лейас ( $T_3-J_1$ ); 13 — средний палеозой ( $PZ_2$ ); 14 — позднемеловые гранитоиды; 15 — позднемеловые габбро-сиениты; 16 — палеогеновые гранитоиды; 17 — Нижнеамурский разлом; 18 — другие разломы

ходящиеся за пределами рассматриваемого района. В пределах зоны широко распространены геосинклинальные отложения ранней и средней юры общей мощностью 8—10 тыс. м. В их разрезе предполагаются нижний и средний лейас, присутствуют фаунистически доказанные тоар, аален и байос, возможно, имеется нижний баг. В составе отложений преобладают терригенные породы, образующие грубое переслаивание, переходящее местами в грубый песчаниково-алевролитовый флиш. Среди терригенных пород присутствуют отдельные пачки и линзы глинисто-кремнистых сланцев, яшм, диабазов и спилитов. В формационном отношении нижняя и средняя юра представляют собой аспидную и флишевую формации, характерные для стадии геосинклинального погружения.

Эти породы образуют нижний мезозойский структурный комплекс района, в котором отчетливо проявляется общее северо-восточное простирание складок, срезаемых на востоке Нижнеамурским разломом. На севере зоны выделяются отложения поздней юры, залегающие, по данным М. А. Ахметьева, Е. Д. Конюшкова, Г. И. Харитонычева и других исследователей, несогласно на нижележащих толщах. Разрез верхней юры, достигающий мощности 2—2,5 тыс. м, начинается с конгломератов и грубозернистых песчаников. Верхняя, большая часть разреза представлена песчаниково-алевролитовой флишеидной толщей, насыщенной грубообломочными породами. В целом разрез имеет сходство с верхней юрой Торомского прогиба.

К востоку от Нижнеамурского разлома распространены осадочные породы поздней юры и мела. Ими образована Центральная зона, вытянутая в меридиональном направлении между этим разломом и Тахтинским массивом. Верхняя юра и нижний мел в зоне представлены вулканогенно-терригенными толщами и составляют два самостоятельных структурных комплекса геосинклинальных образований: позднеюрско-валанжинский и готерив (?) -альбский. В отличие от нижней и средней юры они смяты в складки меридионального и северо-северо-восточного простираний, повсеместно согласующиеся с направлением Нижнеамурского разлома. Отложения позднего мела занимают в основном юго-восточную часть Центральной зоны. Они составляют раннеорогенный структурный комплекс и образуют синклинальные структуры, согласующиеся с общим структурным планом Центральной зоны. Вероятно, поздне-меловые отложения распространены шире и составляют вместе с раннемеловыми породами складчатый субстрат южной части Восточной зоны.

Несовпадение простираний складок в образованиях ранней и средней юры и в отложениях поздней юры и мела прослеживается на протяжении более 300 км. Это указывает на региональный характер структурного несогласия, которое явилось следствием тектонических движений, вызвавших перестройки и образование на месте Центральной зоны позднемезозойского геосинклинального прогиба, превращенного впоследствии в Орельско-Удильский синклинорий. Существование прогиба подтверждается структурным положением, стрессом и характером образований поздней юры и мела. Распространение этих отложений ограничено пределами центральной зоны.

В ряде мест Нижнего Приамурья устанавливаются размыв и угловое несогласие между позднеюрскими и подстилающими их отложениями (междуречье Джапи-Турки, юго-восточный склон хр. Мевачан, правобережье р. Сомня, район ключа Бульдикан на Амгуни, водораздел Удыль-Амур). В основании верхней юры залегают мощные горизонты базальных конгломератов, гравелитов и брекчий, включающих местами пласты диабазов и яшм. Конгломераты и гравелиты распространены вдоль Нижнеамурского разлома, а также в краевой части Тахтинского массива. Начиная с этих конгломератов, отложения поздней юры, берриаса (?) и валанжина составляют непрерывную серию мощностью около 7—7,5 тыс. м, в которой наблюдается постепенная смена формаций от грубой аспидной (глинисто-конгломератово-песчаниковой) к вулканогенно-кремнисто-глинистой, а затем флишевой (песчаниково-алевролитовой). Аспидная и вулканогенно-кремнисто-глинистая формации наиболее отчетливо проявляются близ зоны Нижнеамурского разлома, где вся серия насыщена осадочными брекчиями и гравелитами, свидетельствующими о происходивших вблизи интенсивных подвижках. Вкрест простирания Орельско-Удильского синклинория в породах поздней юры — валанжина заметны фациальные изменения от крупно- и грубозернистых разностей на западе к тонкообломочным в осевой его части и вновь к псаммитовым на востоке.

Вышележащие образования, относящиеся к уктурской свите готерив(?) -альбского возраста, составляют общий структурный план с породами поздней юры — валанжина, но отделены от них перерывом, выраженным горизонтами конгломератов и гравелитов и угловым несогласием, которое фиксируется не повсеместно. Внутри синклинория отложения свиты составляют ряд смещенных по отношению к его оси на восток синклинальных структур, разделенных антиклинальными поднятиями, в которых помимо пород поздней юры и валанжина в отдельных блоках обнажаются раннеюрские образования. В осевой части синклинория уктурская свита имеет мощность около 2,5 тыс. м и состоит из песчаников и алевролитов, среди которых заметную роль играют туфогенные разности, а также эффузивные и кремнистые породы. На востоке, близ Тахтинского массива, мощность свиты резко сокращается до 1300 м, а состав ее становится в основном песчаниковым. В целом образования свиты представляют собой флишевую (песчаниково-сланцевую туфогенную) формацию, соответствующую, по-видимому, стадии частной инверсии.

В юго-восточной части прогиба резко несогласно на отложениях раннего мела залегают породы сеноман — турона, которые всеми исследователями, в том числе и автором, рассматриваются как образования остаточных прогибов раннеорогенной стадии и выделяются в качестве молассовой формации. Характерным для разреза сеноман — турона являются: грубое чередование мощных песчаниковых пачек и пачек флиша, косая слоистость, насыщенность пород туфовым материалом и растительным детритом, непостоянная мощность, меняющаяся от 1000 до 3000 м. Таким образом, для Орельско-Удыльского прогиба устанавливается полный цикл развития от стадии начального погружения, через частную инверсию до стадии орогенеза и превращения в синклинорий, отраженный в соответствующей смене формаций.

Зарождение Орельско-Удыльского прогиба связано с периодом тектонической активизации на рубеже средней и поздней юры. Тектонические движения этого периода, сопровождавшиеся мощными расколами, проявились в Монголо-Охотской области и на Сихотэ-Алине (Геология СССР, т. XIX, 1966; т. XXXII, 1969). В северо-западной части Сихотэ-Алинской области они привели к замыканию значительной части раннемезозойских геосинклинальных прогибов и превращению их в складчатые зоны ранних мезозойских (Красный, 1960). В качестве таких складчатых зон следует рассматривать, в частности, Амгуньский и Горинский синклинории. Вслед за стабилизацией раннемезозойских складчатых структур произошло оживление существовавших и образование новых крупных расколов. По-видимому, в это время вновь активизировался выделенный Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым Амуро-Гижигинский пояс глубинных разломов. В Нижнем Приамурье этот пояс протягивается в близмеридиональном направлении и пространственно совпадает с Орельско-Удыльским прогибом. Пояс обусловил, вероятно, возникновение прогиба и выделение из состава раннемезозойского складчатого основания Тахтинской глыбы. В раннем мезозое он активно не проявлялся, на что указывает присутствие в Тахтинском массиве ранне- и среднеюрских отложений, полностью соответствующих в формационном и структурном отношении одновозрастным образованиям Амгуньского и Горинского синклинориев. Амуро-Гижигинский пояс включает в себя важнейшие структурные швы Сихотэ-Алиня (Беляевский, Борисов, 1964). В него входит и Нижнеамурский разлом, который составляет западную границу пояса и одновременно служит западной границей Орельско-Удыльского прогиба.

Нижнеамурский разлом прослеживается на расстоянии около 350 км в виде сложной зоны нарушений, имеющей ширину от 1 до 5 км и ориентированной в целом в близмеридиональном направлении. Он пересе-

кает водораздельное пространство между реками Амуром и Амгунью примерно по линии р. Лимурчан — р. Им, а в левобережье Амгуни несколько отклоняется к востоку, следуя вдоль восток-юго-восточных склонов хр. Мевачан к берегу Сахалинского залива. В современной структуре Нижнего Приамурья разлом проявляется по-разному. На самом южном отрезке он прослеживается в виде параллельных сбросов, сопровождающихся цепочкой гранитоидных интрузий. Севернее в его зоне располагается узкая грабенообразная впадина, заполненная континентальными отложениями эоцен-олигоцена. Далее он фиксируется серией тектонических блоков сильно метаморфизованных пород. На северном отрезке, вплоть до Сахалинского залива, разлом проявляется серией многоступенчатых сбросов и крутых надвигов, сопровождающихся тектоническими брекчиями и небольшими интрузивными телами.

По всей зоне разлома от Амура до Сахалинского залива отмечаются зоны смятия, иногда достигающие мощности в несколько сотен и тысяч метров, а между реками Бичи и Джапи по зоне разлома выявляются левосторонние сдвиги. Различное морфологическое проявление разлома на разных участках является следствием длительного и сложного его развития, в ходе которого более поздние смещения маскировали следы более ранних нарушений, что не всегда учитывалось при описании разлома и поэтому приводило исследователей к различным трактовкам его генезиса и морфологии.

По разлому неоднократно происходили крупные вертикальные и горизонтальные перемещения. Наиболее ранними были вертикальные смещения, с которыми следует связывать зарождение и становление разлома в качестве крупного структурного шва, отделившего Орельско-Удыльский геосинклинальный прогиб от стабилизированных раннемезозойских складчатых структур. Как правило, смещения имели характер сбросов и крутых надвигов и происходили по ряду сближенных и почти параллельных поверхностей, круто наклоненных на запад и запад-северо-запад, что обусловило пластинчатое строение зоны разлома. Амплитуды смещения достигали 500—2500 м, а возможно, были значительно большими, на что указывает присутствие в зоне разлома блоков разновозрастных пород. Вертикальные смещения сопровождались многоактными вспышками вулканизма, приведшими к образованию конседиментационных диабазов и спилитов, кремнистых и туфогенных пород в позднюрских и раннемеловых толщах.

За вертикальными смещениями в зоне разлома последовали левосторонние сдвиги больших амплитуд, что отчетливо устанавливается в междуречьях рек Амгунь — Сомня и рек Сомня — Джук, где складчатые структуры, расположенные восточнее разлома, оказались перемещенными на север на расстояние от 15 до 30 км по отношению к тем же структурам, находящимся на западе от разлома. Сдвиги были вызваны активизацией тектонических движений в готериве и, особенно, в конце мела и носили неглубокий, коровый характер. В основном они происходили по поверхностям ранее заложившихся расколов, поэтому частично «стерли» следы более древних нарушений. Сдвиги проявились и на участках, на которых более древние разломы не развивались. К таким участкам относится мощная меридиональная зона смятия, прослеживающаяся на п-ове Тохареу, по которой также устанавливаются сдвиговые перемещения. Позднейшие движения по Нижнеамурскому разлому вновь были вертикальными. С ними связаны магматизм конца позднемеловой эпохи и погружения узких блоков, приведшие к образованию палеогеновых грабенов.

Интрузивный магматизм в зоне разлома проявлен слабо. Устанавливаются лишь отдельные тела позднемеловых гранитоидов и субвулканические проявления средних и кислых пород того же возраста. Но восточнее разлома располагается цепь позднемеловых гранитоидных интрузивных тел.

зий, внедрение которых связано с его ролью магмоконтролирующей структуры. В магнитном поле разлом выражается нулевыми или слабыми положительными значениями  $\Delta T$  на фоне общих отрицательных значений, а в гравитационном — повышенными значениями силы тяжести. В региональных физических полях зона разлома фиксируется степенью в изменении мощности коры и глубины залегания мантии (Лишневский, 1969; Фотиади и др., 1969).

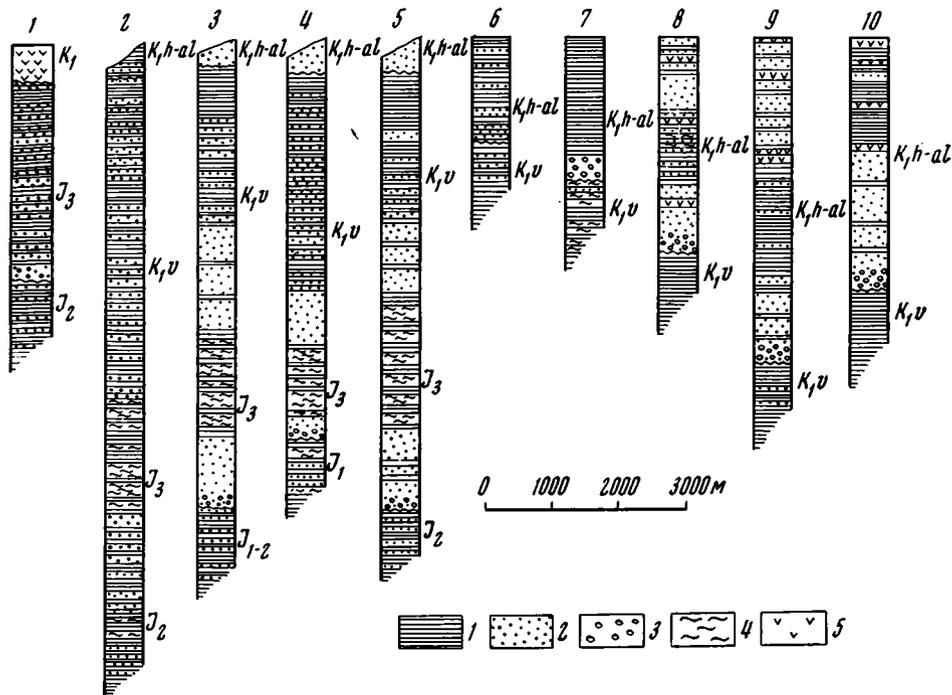


Рис. 2. Разрезы верхней юры и нижнего мела (по материалам М. А. Ахметьева, Е. Б. Бельтенева, И. И. Берсенева, В. Н. Верещагина, Ю. А. Иванова, А. А. Козлова, А. И. Савченко, К. М. Худолея, С. Л. Штейнберга, В. А. Шуршалиной)  
 1 — глинистые сланцы, алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты, гравелиты; 4 — кремнистые сланцы, яшмы; 5 — вулканогенные породы  
 Верхняя юра — валанжин (колонки 1—5): Тохареусский синклиналиный прогиб (1); Западно-Сихотэ-Алиньский синклиорий (2); Орельско-Удильский синклиорий (3); Восточно-Сихотэ-Алиньский синклиорий (север-4, юг-5)  
 Готерив — альб (колонки 6—10): Западно-Сихотэ-Алиньский синклиорий (север-6, юг-7); Орельско-Удильский синклиорий (8); Восточно-Сихотэ-Алиньский синклиорий (север-9, юг-10)

Характер и история развития Нижнеамурского разлома дают основание считать его важным структурным швом, определившим не только различный ход развития, но и разные черты позднемезозойского магматизма и металлогении центральной и западной зон Нижнего Приамурья. Если в Западной зоне ведущим типом рудной минерализации является сурьмяно-ртутная, сопровождаемая золото-мышьяковой и оловянной, что сближает ее с Баджалским и Западно-Сихотэ-Алиньским рудными районами, то Центральная зона характеризуется преимущественным развитием золоторудной и вольфрамово-редкометальной минерализациями и сопутствующими им молибденово-свинцово-цинковыми типами руд, указывающими на ее металлогеническое родство с зонами Восточного Сихотэ-Алиня.

Пространственно Нижнеамурский разлом расположен на простирании Центрально-Сихотэ-Алиньского структурного шва и уже рассматривался по сходству в связях с проявлениями позднемелового магматизма в качестве северного продолжения этого разлома (Чеботарев, Усен-

ко, 1967; Бельтнев и др., 1971). Эти разломы, видимо, были соединены в единую зону в позднем мезозое, так как в позднемезозойском их развитии устанавливается общая направленность и синхронность. Центрально-Сихотэ-Алиньский шов является более древним, заложившимся в позднепермскую эпоху, но активно проявлявшимся также на всех стадиях мезозойского тектогенеза. В раннем мезозое (до эпохи поздней юры) этот шов на севере Сихотэ-Алиня, вероятно, ограничивался Амурским разломом, разделявшим раннемезозойские бассейны Горинского и Восточно-Сихотэ-Алиньского геосинклинальных прогибов. Предпозднеюрские движения, вызвавшие мощные расколы, привели к активизации Центрально-Сихотэ-Алиньского шва, а возникшие при этом напряжения наиболее сильно проявлялись, по-видимому, в направлении, трассирующем Центрально-Сихотэ-Алиньский шов, что обусловило образование его позднемезозойского отрезка — Нижнеамурского разлома.

В поздней юре и раннем мелу оба разлома разграничивали области относительного воздымания и стабильного глубокого погружения. В последних шло накопление мощных терригенных толщ и продуктов конседиментационного вулканизма. Сравнение позднеюрских и раннемеловых отложений Орельско-Удильского синклинория с одновозрастными образованиями других структурных зон (рис. 2) показывает, что они обнаруживают большее сходство с разрезами Восточно-Сихотэ-Алиньского синклинория, чем с разрезами западного склона Сихотэ-Алиня (низовья рек Горюн, Хунгари, Анюй и Хор), где образования поздней юры и валанжина в самостоятельный структурный комплекс не выделяются. Они составляют верхнюю часть разреза непрерывной серии, начинающейся с отложений лейаса, в которой в целом заметно преобладание

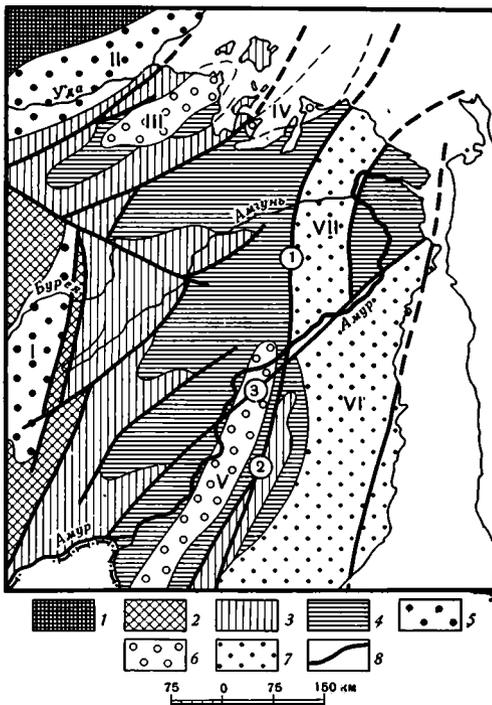


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема северной части Сихотэ-Алиньской складчатой области. Составил Ю. А. Иванов 1 — области протерозойской складчатости; 2 — области байкальской складчатости; 3 — зоны средне- и позднепалеозойской складчатости в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областях; 4 — зоны раннемезозойской складчатости в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областях; 5 — мезозойские краевые прогибы (I — Буреинский, II — Удский); 6 — поздне-мезозойские наложенные (III — Торомский) и унаследованные мнгогеосинклинальные (IV — Тохареусский, V — Западно-Сихотэ-Алиньский) прогибы в зонах раннемезозойской складчатости; 7 — позднемезозойские эвгеосинклинальные прогибы (VI — Восточно-Сихотэ-Алиньский, VII — Орельско-Удильский); 8 — главные разломы (1 — Нижнеамурский, 2 — Центрально-Сихотэ-Алиньский, 3 — Амурский)

алевролитовых пород над песчаниковыми (Геология СССР, т. XIX, 1966). В разрезе этой серии устанавливается смена песчаниковых толщ ранней юры кремнисто-песчано-глинистыми средне- и позднеюрскими, а затем флишoidalными песчано-алевролитовыми позднеюрско-валанжинскими толщами, что указывает на стабильное погружение в течение почти всей юры и первой половины раннего мела. Тектонические дви-

жения перед поздней юрой отразились в резком сокращении бассейна осадконакопления и в появлении в составе силинской свиты (келловей — оксфорд) более грубых осадков. Относительно спокойная тектоническая обстановка существовала здесь и во второй половине раннего мела. Залегающая над валанжином уктурская свита (готерив — альб), отделенная от него размывом, состоит преимущественно из алевролитов и аргиллитов и имеет мощность около 1000 м (Геология СССР, т. XIX, 1966).

В Восточно-Сихотэ-Алиньском и Орельско-Удыльском синклиналиях верхняя юра и валанжин образуют самостоятельную стратиграфическую серию, отделенную от нижележащих толщ размывом и угловым несогласием. Состав отложений и их мощность (около 5—7 тыс. м) указывают на интенсивное и пульсирующее прогибание существовавших здесь бассейнов осадконакопления, сопровождавшееся вулканическими извержениями. Такой же характер носило погружение бассейнов и в баррем-альбское время, в результате чего среди пород этого возраста заметно преобладают песчаники и туфогенные образования, а мощность отложенный достигает 2500—4500 м. Общие черты развития и одинаковая роль устанавливаются для Нижнеамурского и Центрально-Сихотэ-Алиньского разломов и для второй половины мела, когда разломы проявились как магмо- и рудоконтролирующие структуры (Геология СССР, т. XIX, 1966; Радкевич и др., 1966; Чеботарев, Усенко, 1967).

Таким образом, с образованием Нижнеамурского разлома возник единый структурный шов, разделявший с поздней юры Сихотэ-Алиньскую область на западную и восточную части, развивавшиеся по-разному (рис. 3). Западная часть области представляла собой складчатую зону, в которой, однако, сохранялись остаточные геосинклинальные прогибы. В восточной части области на большей ее площади предпозднеюрская складчатость, по-видимому, не замкнула геосинклинальные прогибы, хотя, вероятно, вызвала частичные поднятия и перерыв в осадконакоплении. Здесь в позднемезозойское время происходили новые глубокие погружения частично обращенных прогибов (Восточно-Сихотэ-Алиньский) и зарождение новых прогибов на складчатом раннемезозойском основании (Орельско-Удыльский).

#### Литература

- Ахметьев М. А., Караулов В. Б., Козлов А. А., Конюшков Е. Д., Попов Ю. И., Харитонычев Г. И., Шуршалина В. А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений северных районов Нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1967, № 8.
- Бельтенева Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. И. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Сов. геология, 1964, № 9.
- Геология СССР, т. XIX. «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. XXXII. «Недра», 1969.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 37.
- Лешневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. «Наука», 1969.
- Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока.— Сов. геология, 1966, № 3.
- Салун С. А. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части Сов. Дальнего Востока.— В сб.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Фотиади Э. Э., Николаевский А. А., Кравченко Ю. В., Рябов А. В., Шапочка И. И. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР.— В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. «Наука», 1969.
- Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья.— Сов. геология, 1967, № 7.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242(575.3)

Л. Н. РОЗАНОВ

**О КНИГЕ С. А. ЗАХАРОВА «РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ В ТАДЖИКИСТАНЕ И ГИПОТЕЗА ЗОННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА». «ДОНИШ», ДУШАНБЕ, 1970**

Книга С. А. Захарова подводит итог многолетних исследований автора по тектонике Таджикистана. Она представляет собой попытку решить сложные общие проблемы геотектоники на конкретном материале данного района. Изучаемая С. А. Захаровым территория исключительно интересна благодаря тому, что в небольших ее пределах сосредоточены разнородные гетерогенные тектонические пояса, образующие сложнопостроенную возвышенную и хорошо обнаженную структуру.

Книга состоит из двух неравных частей: большей, посвященной истории развития представлений о тектонике Таджикистана, и меньшей, вызывающей главный интерес, в которой изложена новая оригинальная геотектоническая гипотеза автора.

В первой части книги дается анализ развития геотектонических идей и на основании этого выделяются направления исследования и формулируются главные проблемы тектоники Таджикистана. Такой подход позволил автору составить сводку, очень интересную не только для знатоков данного региона, но и для более широкого круга геологов.

В книге затрагивается целый ряд общих и частных проблем геотектоники, которые автор пытается разрешить на основе предлагаемой им концепции. К ним в первую очередь относится проблема — мобилизм или фиксизм? С. А. Захаров объективно оценивает достоверность фактов, подтверждающих ту и другую гипотезы. Он поступает правильно, не противопоставляя их друг другу, и старается найти единство этих, кажущихся противоречивыми идей.

Однако автору все же не удается сохранить полную беспристрастность суждений, и он отдает предпочтение горизонтальным движениям, рассматривая вертикальные как производные, не являющиеся главной формой тектонических дислокаций.

Затрагивая вечно спорную проблему развития тектонических поясов, С. А. Захаров высказывает свои взгляды, которые также, в не меньшей степени дискуссионны. Так, трудно представить себе возникновение центрального поднятия в условиях общего растяжения земной коры. Более логичной все же остается противоположная схема: погружение при растяжении, поднятие при сжатии земной коры.

Вопросом о тергалном периоде развития земной коры, разделяющим во времени геосинклинальный и платформенный периоды, автор занимается уже давно. В книге ему дается наиболее полное обоснование и определяются наиболее характерные черты. К ним относятся: наследование структурного плана предшествующих геосинклиналей, общие условия горизонтального сжатия, преобладание поднятия, большие мощности земной коры и ее гранитного слоя, чередование этапов квазиплатформенного и орогенного режима. К сожалению, предлагая набор признаков, С. А. Захаров не выделяет главного определяющего признака, без чего нет четкого однозначного критерия установления тергалей.

Рассматривая проблему складчатости на примере сложнопостроенной Таджикской депрессии, относительно которой уже было высказано много весьма противоречивых гипотез, автор делает вывод о возникновении складкообразующих усилий внутри самих складчатых толщ. Этот вывод естественно вытекает из резко дисгармоничного строения этого района.

Сущность гипотезы складкообразования, высказанной С. А. Захаровым, заключается в том, что складчатость возникает в результате глубинных геохимических процессов. Он предполагает, что пневматолитические флюиды, проникая в слоистые толщ, вызывают метаморфизацию пород и увеличение их объема, вследствие чего происходит как ламинарное, так и общее квазипластическое течение слоистой толщ.

Такой механизм требует соблюдения ряда условий, в частности наличия мощных глинистых толщ, что далеко не всегда выдерживается за пределами Таджикской депрессии. Поэтому его гипотеза складкообразования не может быть признана универсальной. Это понимает и сам автор, который отмечает, что предлагаемая им «гипотеза складкообразования далеко еще не может считаться разработанной».

Завершается книга практической разработкой новой гипотезы зонного тектогенеза. Эта небольшая по объему часть книги — самая интересная.

Автор исходит из упомянутого выше положения о том, что причиной складкообразования не могут быть силы, механически воздействующие на складчатую систему извне, но обязаны усилиям, возникающим внутри самой толщи. Тектогенез, по его мнению, начинается в мантии, где в основном сводится к процессу зонной плавки в мантийных поясах. Распространение процесса зонной плавки вверх и внедрение в верхнюю мантию и затем в земную кору литофильных элементов ведет к увеличению объема пород и складчатости слоистых толщ.

Горизонтальное смещение мантийных поясов вместе с соседними поясами приводит к тому, что пояс, бывший в предыдущем цикле геосинклинальным, испытывает затем тергальный режим. Так формируется система разновозрастных тектонических поясов.

Этот процесс подробно рассматривается в книге применительно к области Памирского скупивания на примере каледонского цикла. Предлагаемый механизм объясняет многие особенности строения и развития данного района: поднятие, растяжение коры, вулканизм, горизонтальные перемещения и т. д. Однако он может быть принят лишь как один из возможных вариантов и вряд ли его можно механически перенести на другие тектонические районы. Это, очевидно, потребует специальной разработки выдвинутых положений.

Книга С. А. Захарова написана лаконично, хорошим литературным языком и, даже можно сказать, в увлекательной форме. Она преследует попытку создать геотектоническую гипотезу на уровне современных знаний и представляет несомненный теоретический интерес. Несмотря на спорность многих положений, а может быть именно потому, что она затрагивает самые остро дискуссионные вопросы геотектоники, книга С. А. Захарова читается с большим интересом.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
г. Ленинград

Статья поступила  
19 апреля 1971 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.242

## ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

(НАУЧНАЯ СЕССИЯ ОБЩЕГО СОБРАНИЯ ОТДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ,  
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ АН СССР)

В первый день собрания был заслушан и обсужден отчетный доклад академика-секретаря ОГГГ АН СССР акад. В. И. Смирнова, посвятившего свое выступление трем вопросам: 1) пятилетнему плану развития научно-исследовательских работ по отделению на текущее пятилетие, 2) деятельности членов отделения в 1971 г., 3) научно-организационной работе бюро отделения в отчетном году.

29 февраля общее собрание отделения обсуждало проблемы глобальной тектоники.

Во вступительном слове акад. В. И. Смирнов отметил, что последние годы ознаменовались чрезвычайно активным обсуждением геологами всего мира концепций «новой глобальной тектоники». Отношение к этой гипотезе весьма разнообразно, но во всяком случае это — мощное научное течение, и наша обязанность заключается в том, чтобы обсудить состояние науки в этой области и, если возможно, — определить наше отношение к нему. Основная задача совещания будет заключаться именно в том, подчеркнул В. И. Смирнов, чтобы определить, какие научные направления в этой области нам необходимо развивать, какие мероприятия специального характера организовать для того, чтобы не допустить оставания и обеспечить прогресс в развитии научных концепций геотектоники.

Затем с докладами выступили члены-корреспонденты АН СССР В. Е. Хаин, П. Н. Кропоткин и В. В. Белоусов.

В. Е. Хаин в своем докладе подчеркнул связь концепции «новой глобальной тектоники» с предшествующими тектоническими гипотезами, сформулировал основные положения новой концепции, отметив некоторые отличия этой новой версии теории геосинклиналей от предложенных ранее и назвал некоторые причины ее быстрого успеха. Докладчик подчеркнул, что гипотеза «новой глобальной тектоники», несмотря на ряд серьезных возражений, которые она встречает, обладает рядом очевидных преимуществ перед другими современными геологическими концепциями и заслуживает первоочередной дальнейшей разработки<sup>1</sup>.

Вторым на заседании выступил П. Н. Кропоткин, отметивший, что современный вариант мобилизма — «новая глобальная тектоника» — впитал все то положительное, что было в мобилистских схемах. Так, в вопросах образования покровных структур, как и в представлениях о платформах, в гипотезах А. Гейма, Э. Зюсса и в современных представлениях очень много родственного. П. Н. Кропоткин отметил, что вдоль срединно-океанических хребтов происходят активные тектонические процессы, и мы можем определить для каждой глыбы движение от срединно-океанических рифтов под молодые складчатые сооружения. Этот вывод находится в полном соответствии с ориентировкой напряжений в очагах землетрясений. Если развернуть складки Альпийского пояса, заявил П. Н. Кропоткин, мы получим только в неогене сокращение земной поверхности на 15 млн. км<sup>2</sup>. Это сокращение компенсировалось в зоне рифтов, откуда геометрически вытекает движение плит. В то же время докладчик не считает идеальной схему глобальной тектоники в том виде, в котором она сформулирована сейчас в работах Пишмана, Ле Пишона и др. Представления П. Н. Кропоткина ближе к классическому мобилизму А. Вегенера. В заключение П. Н. Кропоткин выразил уверенность, что наша геологическая наука преодолет теперешний рубеж и перейдет к идеям мобилизма.

В. В. Белоусов в начале своего доклада «Тектономорфизм Земли. Идеи и реальность» отметил, что хотя океанами и покрыты  $\frac{2}{3}$  поверхности земного шара, для установления длительных закономерностей развития Земли мы должны прежде всего обратиться к материкам. Материки же учат нас тому, что эндогенные режимы, магма-

<sup>1</sup> Доклад В. Е. Хаина публикуется полностью в этом номере.

тические проявления встречаются в определенных сочетаниях. Главными факторами, определяющими различия между эндогенными режимами, являются характер и степень проницаемости земной коры для магмы. При этом проницаемость может быть рассеянной и сосредоточенной. Соотношение между поднятием и опусканием земной коры зависит от проницаемости: при рассеянной проницаемости, когда земная кора насыщена основным материалом, она обладает тенденцией к опусканию, в то время как при сосредоточенной проницаемости развивается поднятие. Далее докладчик охарактеризовал некоторые из главных эндогенных режимов — эвгеосинклиальный, режим древней платформы, рифтовый и др. Эндогенное развитие подчиняется определенному ритму и можно говорить об эндогенных циклах продолжительностью около 200 млн. лет каждый. В основе этой ритмичности лежит периодичность самых крупных общих колебательных движений, которые вызывают крупные трансгрессии и регрессии, отмечающие начало и конец цикла.

Хотя общая направленность развития идет от геосинклиального режима к платформенному, временами геосинклиальный режим возникает и после платформенного, причем в течение каждого цикла наблюдается изменение контрастности колебательных движений. Если эту контрастность рассматривать как индикатор глубинной активности, то можно говорить, что происходит то усиление, то спад, то новое возбуждение тектонической активности. Он наметил некоторые черты эволюции эндогенного режима. Самая древняя стадия преиндушального прогибания переходит в стадию с намеченным разделением на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. Эта стадия сменяется эпигеосинклиальной орогенной стадией, которая может распространяться и на древние платформы. Следующая стадия — стадия молодой платформы, подвергающейся разнородной тектонической активизации. Этой периодизации присущи некоторые пространственные закономерности (устойчивое расположение древних платформ, сокращение со временем геосинклиальных площадей и др.). Наиболее прямо тектонические процессы связываются с выраженностью астеносферы и вообще с плотностью верхней мантии.

Модель тектонического процесса для материков можно представить в следующем виде. Периодические тепловые импульсы приводят к большой подвижности астеносферы, к быстрой инверсии плотностей. Далее процесс развивается в зависимости от проницаемости земной коры. Например, если проницаемость коры рассеянная, то на поверхности в эпоху активного теплового импульса возникает эвгеосинклиальный режим. Если проницаемость будет средней, то в условиях контрастного движения мы будем иметь дело с орогенным режимом и т. д. Причину периодических тепловых импульсов мы можем искать в периодическом поступлении материала в процессе дифференциации земной коры из глубинных слоев мантии, как это представляет себе Е. В. Артюшков, или в периодическом нагреве мантии движущимися зонами расплава, как это недавно описал акад. А. Н. Тихонов. Следовательно, эндогенные процессы на материках связаны с очень большими глубинами.

Затем В. В. Белоусов отметил, что для объяснения процессов, идущих в океанах, в настоящее время привлекается прежде всего гипотеза растекания океанического дна. Докладчик рассмотрел эту концепцию в специальной статье, почему и счел возможным указать лишь некоторые искусственные черты этой гипотезы. В целом гипотезу «новой глобальной тектоники» докладчик оценил как довольно поспешное обобщение еще недостаточных данных и указал, что дальнейший сбор фактического материала может привести к неожиданным результатам.

Я продолжаю думать, сказал В. В. Белоусов, что наиболее реалистичное объяснение того, что происходит в океане — это базификация континентальной коры, покрывавшей ранее большую площадь, чем сейчас. Докладчик отметил, что теория Земли будет создана на основе равноправного объединения континентальной и океанической науки и нет оснований, чтобы геологи отказывались от своих фактов, достижений и полноты наблюдений ради значительно более схематических и неоднозначных данных океанологической науки. Все придет в норму, заключил докладчик, но для ускорения этого процесса нужны планомерные исследования. Необходим взгляд на океан со стороны материка, а не только на материк со стороны океана. Несомненно, что советские ученые смогут и должны сыграть во всей этой работе большую роль.

После перерыва развернулись оживленные прения. С. А. Захаров отметил, что мобилизм в настоящее время приобрел права гражданства и его следует считать равноправным с фиксизмом, почему и следует использовать методы обоих направлений. По его мнению, у глобальной тектоники мало надежд лечь в основу теории тектоногенеза. По мнению А. В. Пейве концепция глобальной тектоники представляет собой выдающееся научное обобщение и ее значение никоим образом нельзя отрицать, хотя эта концепция еще несовершенна и схематична. Следует исследовать проблему формирования океанической коры, сравнительно изучать геологические разрезы современных и древних океанов и морей, выявлять временные закономерности тектонических процессов и, в частности вопрос о существовании глобальных тектонических фаз. Большое внимание следует уделить изучению проблем глобальной тектоники в вузах. Ю. М. Шейнманн привел некоторые палеофаунистические и петрохимические возражения против этой концепции. Он выступил против того, что основным в тектонических процессах являются плиты, передающие движения в складчатые зоны. Л. И. Красный высказал свои соображения о геологии Тихого океана и его обрамления и отметил, что

последний разбит на крупные геоблоки, живущие более или менее самостоятельной жизнью. А. А. Ковалев отметил большое значение, которое концепция тектоники плит может оказать на металлогенические исследования. А. Л. Яншин подробно остановился на применении палеонтологического метода в тектонических реконструкциях. Он подчеркнул, что наличие крупных горизонтальных перемещений является доказанным. В то же время А. Л. Яншин считает нерешенным вопрос о происхождении океанической коры в некоторых морях.

По мнению И. П. Косьминской гипотеза «новой глобальной тектоники» привлекает своей простотой, однако основана она преимущественно на геофизических данных и объясняет облик земного шара только в очень крупном плане. Сейчас необходимо изучать океаны, где ключевыми позициями является исследование рифтовых зон и глубоководных желобов. С. Н. Иванов высказал свои соображения о возможном механизме мобилизации калия из глубинных зон мантии. Он рассказал также, что результаты последних исследований на Урале позволяют сопоставлять древние вулканы только с вулканами срединно-океанических хребтов. Г. Б. Удинцев отметил, что существуют большая группа фактов, находящихся в противоречии и с концепцией мобилизма и расширения океанического дна и с концепцией вертикальных движений; исследование этих фактов сулит возможность открыть существо процессов, которые сейчас в этих концепциях разделяются, а в действительности тесно связаны в едином процессе глобального развития Земли.

С. А. Ушаков рассматривает гипотезу «глобальной тектоники» как правильную, научную концепцию, требующую своего дальнейшего развития и осмысления, и отметил необходимость создания программы работ в этой области. Б. А. Петрушевский указал, что широким идеям мобилизма противоречат некоторые геологические явления: поперечная тектоническая зональность складчатых поясов, наличие протяженных (несколько тысяч километров) зон, являющихся общими для океанов и континентов. О. Г. Сорохтин отметил, что современные исследования показали на возможность горизонтальных движений в нижней мантии, в ядре Земли и в астеносфере. В гипотезу «тектоники плит» хорошо вписываются тектоно-магматические циклы. Эти данные позволяют оратору безусловно поддерживать мобилистскую концепцию.

Г. С. Горшков высказался за привлечение петрологических данных для решения проблемы и указал некоторые пути таких исследований — петрогеохимические исследования различных частей океанов, изучение содержания стронция в породах и др. Е. А. Радкевич считает, что хотя «тектоника плит» позволяет удачно объяснить ряд особенностей процессов, происходящих в островных дугах, и другие явления, но в эту концепцию не укладывается образование краевых морей. Она отметила необходимость постановки комплексных исследований на океанах. Е. В. Артюшков сказал, что для проверки гипотезы «тектоники плит» следовало бы наметить ряд ключевых площадей, в том числе в районе деятельности геологических организаций Дальневосточного научного центра. Остановясь далее на проблеме механизма, движущего плиты, он сказал, что такой механизм может быть найден, хотя он требует наличия очень больших напряжений.

В принято по обсуждавшейся проблеме решении общее собрание отделения геологии, геофизики и геохимии считает необходимым расширить исследования по изучению дна океанов, окраинных и внутренних морей, включая проведение глубоководного бурения. Институтам рекомендовано расширить исследования по проблемам глубинных неоднородностей в земном шаре, строении и состава земной коры и верхней мантии, механизма движений и деформаций в них, связей геологических эндогенных режимов с процессами в глубинах Земли. Собрание обязало Тектонический комитет отделения уделять больше внимания задачам создания общей теории тектонических процессов и вопросам типизации эндогенных режимов материков и океанов. Намечены также меры по активному участию советских ученых в ряде международных проектов, по полному и критическому отражению новых идей в теоретической тектонике, в учебной литературе и в преподавании геологических дисциплин в вузах страны. Текст докладов предполагается опубликовать отдельной брошюрой массовым тиражом.

*А. Ф. Адамович, И. Б. Иванов*

*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 *Дашкова Т. Ф.*

---

Сдано в набор 6/V-1972 г. Т-08475. Подписано к печати 4/VII-1972 г. Тираж 1795 экз.  
Зак. 5032. Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,2.

---

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

Б-232

Н

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3 КВ 42

МАКАРЫЧЕВУ Г И

70228

1-12

Индекс

70228

Цена 1 р. 20 к.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»****ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:****СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 19 л.  
1 р. 72 к.**

В книге впервые обобщены все современные данные о проявлениях соляной тектоники по Сибирской платформе. Рассматриваются положение и строение ранне- и среднепалеозойских соленосных формаций, условия их залегания, их соотношения со структурой фундамента. Выделяются главные районы соляных дислокаций. Специальный раздел посвящен современным сейсмическим и другим методам изучения соляных структур. Рассматриваются общие закономерности размещения и развития соляных структур Сибирской платформы, их типизация и практическое значение установленных закономерностей для прогнозов, поисков и разведки полезных ископаемых.

Книга представляет интерес для широких кругов геологов, исследующих осадочный чехол Сибирской платформы и размещение в нем таких ископаемых, как каменные и калийные соли, нефть, газ и др.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

**МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;**

**ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».**

**АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:**

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

