

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

## СОДЕРЖАНИЕ

Н. К. Булин. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры	3
А. Г. Родников, В. Е. Хаин. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения)	16
Н. В. Горлов. Особенности раскрытия трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов северо-западного Беломорья)	32
В. А. Куделя. Тектонофизическая схема Южного и Саксаганского районов Криворожья	42
В. А. Дедеев, А. А. Султанаев. Особенности геотектонического развития Предуральского краевого прогиба	47
Г. Ф. Селиверстов, И. В. Жилин, В. И. Петров, А. М. Гогоулан. О пологих надвигах на западном склоне Урала	57
В. А. Гроссгейм, Л. С. Смирнов. Значение карт донных течений для восстановления тектонического режима на примере мела и палеоцена Северо-Западного Кавказа	62
Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаил-заде. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбрусом и Малым Кавказом	74
В. И. Семеркин. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным	87
В. М. Ковылин, Е. Г. Мирлин. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря	95
Л. М. Смирнов. Тектоника Западной Камчатки	104

## Краткие сообщения

Б. И. Тарбаев, В. В. Туманов. Новые данные по тектонике гряды Чернышева	118
К. А. Ушко, И. П. Сырнев, М. Г. Палочкин. Соотношение новейших структурных элементов с хвалынскими и новокаспийскими береговыми образованиями Западной Туркмении	121

## Критика и дискуссии

Л. С. Пузанов. По поводу статьи Ф. Я. Корытова «Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения»	125
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1971 r.

## CONTENTS

<b>N. K. Bulin.</b> Recent strain field in the top horizons of the crust . . . . .	3
<b>A. G. Rodnikov, V. E. Khain.</b> The problem of trends in the development of the crust in the north-western part of the Pacific mobile belt (in the light of data on its deep structure) . . . . .	16
<b>N. V. Gorlov.</b> Specific features in the opening of extension fissures (on the example of pegmatitic vein cavities in North-Western Belomorje) . . . . .	32
<b>V. A. Kudelya.</b> Tectonophysical scheme of Yuzhny and Saksagan regions of Krivoy Rog area . . . . .	42
<b>V. A. Dedeev, A. A. Sultanaev.</b> Specific features in the geotectonic development of Preduralsk marginal depression . . . . .	47
<b>G. F. Seliverstov, I. V. Zhilin, V. I. Petrov, A. M. Gogulan.</b> On low-angle overthrusts on the western flank of the Urals . . . . .	57
<b>V. A. Grossgeim, L. S. Smirnov.</b> The importance of bottom-current maps for the reconstruction of tectonic regime on the example of the Cretaceous and Paleogene in North-Western Caucasus . . . . .	62
<b>Sh. A. Azizbekov, A. E. Bagirov, A. D. Ismail-Zade.</b> Tectonic structure of Talysh and its connection with Elburs and Lesser Caucasus . . . . .	74
<b>V. I. Semerkin.</b> Tectonic structure of Kuznetsk depression by geological and geophysical data . . . . .	87
<b>V. M. Kovylin, E. G. Mirlin.</b> Crustal structure and tectonics of the southern and south-eastern parts of the Sea of Japan . . . . .	95
<b>L. M. Smirnov.</b> Tectonics of Western Kamchatka . . . . .	104

## Short communications

<b>B. I. Tarbaev, V. V. Tumanov.</b> New data on the tectonics of Chernyshov ridge . . . . .	118
<b>K. A. Ushko, I. P. Syrnev, M. G. Palochkin.</b> Interrelation between latest structures and Khvalynian and Novocaspian littoral deposits of Western Turkmenia . . . . .	121

## Critique and Discussions

<b>L. S. Puzanov.</b> On F. Ya. Korytov's article «Zones of Mesozoic faults in Transbaikalie and their role in the localization of fluorite mineralization . . . . .	125
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

УДК 551.24/25 : 552.3/5 : 662.02

Н. К. БУЛИН

**СОВРЕМЕННОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ВЕРХНИХ  
ГОРИЗОНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В статье обобщены мировые данные натуральных инструментальных измерений естественных напряжений в горных породах на глубинах от 25 до 2700 м. Используются данные измерений методом полной разгрузки напряжений по территории СССР, США, ЮАР, Канады, Скандинавских стран.

Составлены обобщенные графики изменения с глубиной средних горизонтальных и вертикальных напряжений. Приведены данные об ориентировке составляющих поля напряжений относительно элементов геологических структур. Рассмотрены геологические аспекты использования результатов измерений естественных напряжений и даны рекомендации по развитию этих работ.

Изучение напряженного состояния земной коры имеет большое значение во многих аспектах человеческой деятельности. Проблема эта находится на стыке геомеханики, геотектоники, инженерной геологии и ряда других дисциплин геологического и горного профиля. Как в отечественной, так и в зарубежной литературе наибольшее число публикаций по напряжениям в земной коре посвящено различным вопросам горного дела, тогда как геологический аспект освещен гораздо меньше. Общие вопросы геологической интерпретации современных напряжений обсуждаются в статьях С. А. Батугина (1968), Н. К. Булина (1970, 1971), М. В. Гзовского (1967), П. Н. Кропоткина (1970), П. Н. Панюкова (1959), Д. П. Прочухана (1966), И. А. Турчанинова, Г. А. Маркова (1966), И. А. Турчанинова, Г. А. Маркова, В. И. Иванова (1967), Х. Денкхауса (Denkhaus, 1967), А. Кислингера (Kieslinger, 1960), Н. Хауста (Hast, 1958, 1967, 1969), Б. Войта (Voicht, 1967) и некоторых других авторов.

В настоящей статье<sup>1</sup> сделана попытка обобщения и анализа с геологических позиций мировых данных о натуральных инструментальных измерениях напряжений, произведенных в горных выработках на глубинах от 25 м до 2,7 км от земной поверхности. Учитывая ограниченные рамки журнальной статьи, в ней сделаны ссылки лишь на некоторые работы, содержащие наибольшую информацию по естественным напряжениям в горных породах. Более подробный анализ отечественных работ дан в другой статье автора (Булин, 1971).

**СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА**

Поле естественных напряжений в верхних горизонтах земной коры носит глобальный характер. Его существование обнаружено во всех континентальных областях (а также на островах в океанах), где ставились инструментальные наблюдения. В каждой точке геологического пространства в общем случае можно выделить региональную и локальную

<sup>1</sup> Статья представляет доклад, прочитанный 14.X.1969 г. в Ленинграде на совещании по проблеме «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы».

составляющие напряжений. Первая из них и является предметом изучения. Ее выявление затруднено как вследствие малого объема данных, так и потому, что основные измерения напряжений выполнены на участках аномального строения (рудные и угольные месторождения). Вследствие указанных причин результаты проведенного обобщения носят предварительный характер.

О существовании в скальных горных породах значительных по величине внутренних напряжений геологи знают давно. Так, например, в работе Д. П. Прочухана (1966) приводятся данные о том, что блоки гранита после извлечения их из карьера увеличиваются в размерах на 0,1%. Внутренние напряжения сохраняются длительное время даже в небольших блоках пород и в тонких срезах. Вследствие существования напряжений при создании естественных или искусственных полостей в скальных породах возникают многочисленные трещины, так называемые трещины разгрузки или трещины отпора, которые во многих случаях развиваются по трещинам отдельности или потенциальным плоскостям ослаблений, сохранившимся от прошлых геологических эпох. Явление разгрузки напряжений используется в практике добычи блоков строительных материалов (Kieslinger, 1960), а также учитывается при создании фундаментов гидротехнических сооружений (Прочухан, 1966).

Известны и другие явления, свидетельствующие о существовании современных напряжений в верхних горизонтах коры. Это аномально высокие пластовые давления на ряде месторождений, внезапные выбросы газа, стреляние пород и горные удары на шахтах и рудниках и ряд других явлений, сопутствующих релаксации естественных напряжений. Таким образом, наличие естественных напряжений в твердых горных породах, слагающих верхние участки земной коры, установлено бесспорно. Возникает вопрос о природе и величинах этих напряжений, особенностях их проявления в латеральном и вертикальном направлениях и связи с геологическим строением. Все эти проблемы еще далеки от своего разрешения, отсутствует даже общепринятая терминология. На Лиссабонском симпозиуме по механике горных пород 1966 г. Х. Денкхаус (Denkhaus, 1967) в порядке обсуждения предложил ряд терминов для обозначения современных напряжений внутри массивов горных пород: «начальные», «первичные», «девственные», «остаточные», «врожденные» и др. Следуя В. М. Кутепову (1965), мы используем термин «естественные напряжения», имея при этом в виду, что наведенные или индуцированные напряжения, вызванные созданием в массивах пород искусственных или естественных полостей, в их состав не входят. Иными словами, под «естественными напряжениями» мы подразумеваем напряжения в нетронутом массиве горных пород, на глубине нескольких метров от поверхности выработки.

Поскольку природа напряженного состояния земной коры в настоящее время не установлена, все попытки классифицировать факторы, ответственные за формирование поля напряжений, являются сугубо предварительными. С нашей точки зрения, согласующейся с представлениями Х. Денкхауса (Denkhaus, 1967), при современном состоянии знаний следует ограничиться выделением двух основных составляющих естественных напряжений. Это, во-первых, поле гравитационных напряжений, обусловленное ныне действующей нагрузкой толщи лежащих выше пород, и во-вторых, поле латентных (скрытых) напряжений. Эти последние зависят от исходного литолого-петрографического состава пород, физико-химических преобразований вещества, протекавших в течение всей геологической жизни, структурных и текстурных особенностей геологических объектов, характера и интенсивности тектонических воздействий и ряда других факторов. Необходимо учитывать, что в процессе геологического развития горные породы играют роль не только пассивного субстрата передачи напряжений от внешнего источника, но и сами ак-

тивно влияют на характер и темп преобразований вещества. Представления о существенном значении внутренних энергетических ресурсов геологических образований в процессе их преобразования развиты в работах А. А. Борисова, Б. И. Достовалова, В. Д. Ломтадзе, Н. Е. Мартыянова, Д. П. Прочухана, О. И. Силаевой, О. И. Слензака, А. И. Чередниченко, Н. П. Юшкина и многих других советских, а также зарубежных исследователей.

Кроме гравитационных и латентных напряжений, с некоторой долей условности можно выделить группу современных тектонических, термических, гидродинамических и, вероятно, других видов напряжений, возможно оказывающих большое влияние на формирование и распределение современного поля напряжений. Достоверных данных о характере этого рода факторов пока очень мало, однако нельзя исключать возможность их значительного и даже определяющего влияния на величину и распределение естественных напряжений. К примеру можно сослаться на приводимые Д. Эвансом (Evans, 1966) данные о том, что в штате Денвер (США) вследствие закачки воды в глубокую скважину возник рой местных землетрясений достаточно большой силы.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И МЕТОДИКА ОБОБЩЕНИЯ

Методы количественного определения напряжений основаны на изучении упругих, электрических, магнитных и других физических свойств горных пород (Кораблев, 1969 и др.). Наиболее разработанными являются методы, базирующиеся на анализе упругих свойств. Они подразделяются на два основных: метод компенсации (восстановления) и метод разгрузки, каждый из которых имеет ряд модификаций и способов. Поскольку метод компенсации дает возможность определять напряжения лишь на поверхности горных выработок, то данные измерений этим методом нами не использовались.

Метод разгрузки основан на способности горных пород восстанавливать форму элемента после отделения его от массива (Кузнецов, Слободов, 1950). Различают две основных его модификации: а) способ разгрузки торца скважины, разработанный в СССР Г. Н. Кузнецовым, М. А. Слободовым, Г. Т. Нестеренко и другими и известный под названием способа ВНИМИ, и б) способ разгрузки керна с центральной скважиной, разработанный шведским инженером Н. Хастом и названный его именем. Метод разгрузки является по существу единственным способом определения абсолютных значений и ориентировки напряжений внутри массива горных пород. В настоящее время этот метод позволяет определять напряжения на расстоянии до 20—30 м от контура подземной выработки. Строгая количественная оценка всех погрешностей метода пока не сделана, поэтому о его точности можно судить главным образом по внутренней сходимости данных разных модификаций. Так, по данным П. А. Богданова и др. (1968), разница в величинах напряжений, измеренных на рудниках Кривого Рога способами Хаста и ВНИМИ для одних и тех же глубин, составляет 35%, причем по способу Хаста напряжения систематически получаются выше. По данным В. Хирдена и Ф. Гранта (Heerden, Grant, 1967), расхождения между результатами, полученными разными способами, достигают 20—40% в величине напряжения и от 5 до 20° в определении направления максимальных напряжений. Общая погрешность метода разгрузки в определении величины напряжения, по-видимому, составляет 50—70%. Однако при определении региональных напряжений за счет осреднения данных, как правило, по нескольким скважинам суммарная ошибка, по-видимому, меньше указанной выше.

С начала массового применения метода разгрузки выполнено свыше 30 тыс. опытов или единичных измерений напряжений в скважинах глубиной 0,5—30 м. Исследования выполнялись на рудниках (более 50% всех опытов), угольных, сланцевых, соляных шахтах и крупных гидросооружениях, а также в связи с проведением подземных ядерных испытаний (штаты Невада и Луизиана, США). Общее число объектов, где ставились измерения методом полной разгрузки, по-видимому, уже значительно превысило 100. Наиболее квалифицированные и разносторонние определения, по степени их значимости при выяснении региональных полей напряжений, выполнены в СССР, странах Скандинавии, в ЮАР, США и Канаде. На территории СССР измерения напряжений произведены в Донбассе, Кузбассе, Кизеловском и Львовско-Волынском угольных бассейнах, в сланцевых шахтах Гдова и в Эстонии, на рудниках комбината «Апатиты», Печенги, Ловозера, на железорудных месторождениях Кривого Рога, Урала и Горной Шории, на рудниках Джезказгана, Коунрада, Миргалимсая, Хайдаркана, Нерчинска и некоторых других. Из гидросооружений в основном исследовались Саяно-Шушенская и Токтогульская ГЭС. Несмотря на большой объем экспериментальных данных, обобщение материалов с целью выявления особенностей региональных напряжений крайне затруднено. Это происходит из-за того, что в большинстве случаев измерения напряжений производились в непосредственной близости (1—3 м) от контура выработки, и поэтому замеренные напряжения содержат индуцированную составляющую. Кроме того, значительная часть измерений произведена в целиках.

На графиках зависимости величины напряжений от расстояния между датчиком деформаций и поверхностью выработки отмечается зональность, которая для не очень крепких скальных пород в общем случае проявляется в виде чередования зон сначала пониженных, затем повышенных и, наконец, естественных неизменных напряжений, свойственных ненарушенному массиву горных пород. Для исключения влияния индуцированной составляющей на величину напряжения ( $\sigma$ ), характерного для внутренних точек массива, необходимо использовать замеры  $\sigma$  для расстояний 4—5 и более метров от стенки выработки, точнее, для расстояний, равных или превышающих два пролета выработки. Сходная с отмеченной зональность фиксируется при изучении напряжений в крутых склонах речных долин. Однако, как показал В. М. Кутепов (1965) для условий Нарына и Енисея, в области уреза воды зона ослабленных напряжений практически отсутствует, и поэтому зону неизменных напряжений с помощью сравнительно неглубокой скважины можно достичь прямо с земной поверхности. Таким образом, имеется принципиальная возможность измерения естественных напряжений не только из подземной выработки, но и непосредственно с земной поверхности.

Обобщенные графики изменения средних величин  $\sigma$  с глубиной (рис. 1, 2) составлены по данным исключительно метода полной разгрузки, причем определения, сделанные с применением разных модификаций метода разгрузки, условно считались имеющими одинаковую точность. Во многих случаях данные по участкам предварительно осреднялись, и, таким образом, даже при наличии большого числа измерений по какому-либо руднику или шахте было взято, как правило, лишь одно среднее значение. Для характеристики горизонтальных напряжений в качестве основного параметра принято среднее значение  $\sigma_{x,y} = (\sigma_x + \sigma_y)/2$ , которое вычислялось по осям «среднего» эллипсоида напряжений, характерного для конкретного участка исследований. Вместе с тем по самым глубоким выработкам (Швеция и Донбасс — 900 м и ЮАР — 1560, 1770, 2700 м) значения  $\sigma$  наносились на графики без каких-либо поправок. В случае использования измерений Н. Хаста (Hast, 1969) величина  $\sigma_{x,y}$  вычислялась путем уменьшения в два раза значений  $\sigma_1 + \sigma_2$ , приведенных

в его статье. Таким образом, фильтрация материалов, в отношении их представительности при определении региональных напряжений, осуществлена не во всех случаях. Кроме того, не соблюдено условие равной представительности регионов разного строения. Вследствие указанного выше, а также сравнительно низкой точности определения  $\sigma$  и других причин, графики вертикальных  $\sigma_z = f(H)$  и средних горизонтальных  $\sigma_{x,y} = f(H)$  напряжений дают лишь самое грубое представление об осредненных величинах региональных напряжений и характере их изменения с глубиной. Необходимо отметить, что в отличие от аналогичных графиков, составленных по зарубежным данным Н. Хастом (Hast, 1967), Б. Войтом (Voight, 1967), Д. Коутсом и Ф. Грантом (Coates, Grant, 1966), на наших графиках сделана попытка разделить значения напряжений в зависимости от геологических условий (измерения в кристаллическом или складчатом фундаменте или в осадочном чехле платформ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОБОБЩЕНИЯ

Анализ экспериментальных данных показывает, что поле естественных напряжений в верхних горизонтах земной коры весьма неоднородно как по величине, так и по направлению отдельных составляющих. Это особенно характерно для областей завершенной складчатости и кристаллических щитов. В пределах недислоцированного чехла платформ поле напряжений более однородное. Одним из важнейших итогов изучения напряжений в горных породах является установление того факта, что преобладающими на всех исследованных уровнях, начиная с земной поверхности, являются напряжения сжатия. В большинстве регионов они в несколько раз превосходят по величине растягивающие напряжения. Существенно также, что последние носят локальный характер и фиксируются в основном вблизи зон трещиноватости или зон дробления пород. Важно подчеркнуть, что преобладающее сжатие пород повсеместно отмечается как в континентальных областях, в том числе в непосредственной близости от Африканского грабена (Hast, 1969), так и на островах среди океана (Исландия, Шпицберген и др.).

Что касается ориентировки напряжений, то, по предварительным данным, более чем в 60% случаев большая ось эллипса напряжений отклоняется от линии горизонта менее чем на 30°; иными словами, максимальные напряжения в большинстве случаев ориентированы почти горизонтально. Таким образом, устанавливается большое сходство в распределении поля естественных напряжений в верхних горизонтах коры и поля тектонических напряжений, возникающих при землетрясениях в большинстве сейсмоактивных зон Земли. Важно отметить, что подобно напряжениям в горных породах, в самом высокосейсмичном Тихоокеанском поясе преобладающими в очагах землетрясений являются напряжения сжатия (Введенская, 1969).

Вертикальные напряжения. Как видно на рис. 1, величина  $\sigma_z$  линейно возрастает с глубиной и примерно соответствует гравитационным напряжениям, рассчитанным для среднего объемного веса  $\approx 2,7 \text{ г/см}^3$ . Таким образом, вертикальная составляющая регионального поля напряжений как будто бы полностью определяется нагрузкой лежащих выше толщ. Однако этот вывод можно считать достаточно обоснованным только для чехла платформ при отсутствии в нем значительных складчатых дислокаций, поскольку имеются указания на то, что в районах сложного геологического строения величина  $\sigma_z$  может существенно отличаться от гравитационных напряжений. Так, по данным П. Я. Галушко и др. (1968), в Донецко-Макеевском районе на глубинах от 600 до 900 м измеренные вертикальные напряжения в 3—4 раза превосходят расчетные (точки 11 на рис. 1).

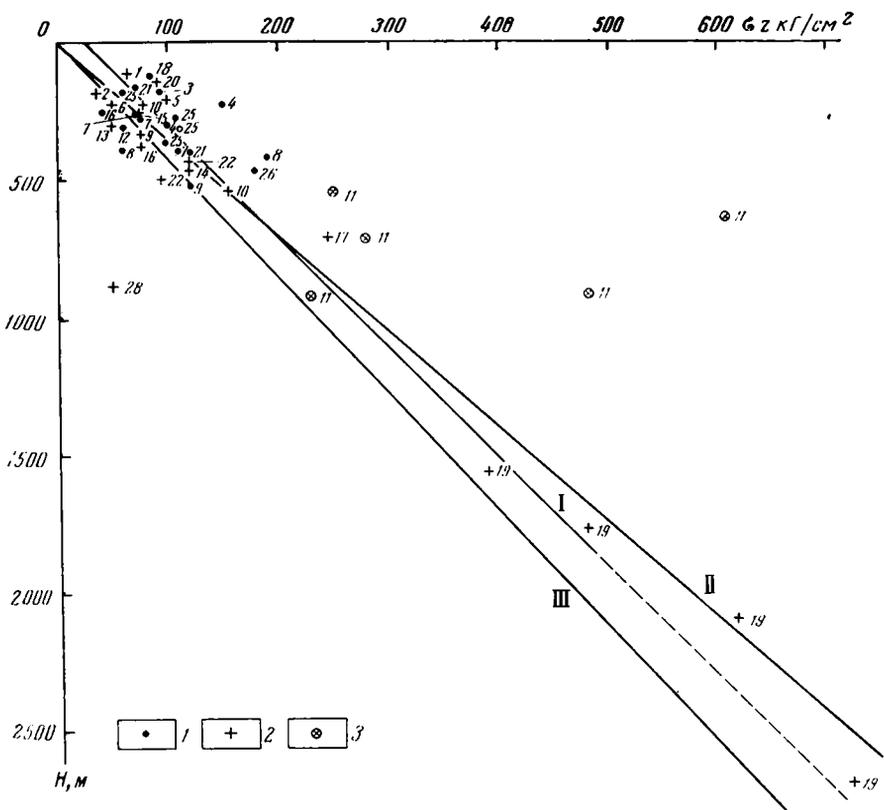


Рис. 1. Изменение средних значений вертикальной составляющей напряжений ( $\sigma_z$ ) с глубиной (H)

I—3 — вертикальные напряжения по данным метода полной разгрузки, измеренные в скважинах на расстоянии 4—5 м и более от стенки подземной выработки: 1 — измерения  $\sigma_z$  в породах складчатого или кристаллического фундамента, 2 — то же в чехле платформ, 3 — то же для складчатых толщ Донбасса (нумерация точек соответствует пунктам наблюдений, см. подписи к рис. 2).  
 I — осредненный график по экспериментальным данным; II — график  $\sigma_z = \gamma H$  при среднем объемном весе  $\gamma = 3,0 \text{ г/см}^3$ ; III — то же при  $\gamma = 2,5 \text{ г/см}^3$

**Горизонтальные напряжения. Ориентация последних** совпадает с осью эллипсоида главных напряжений, образующей с горизонтальной плоскостью угол менее  $30^\circ$ . Как видно на рис. 2, осредненный график горизонтальных напряжений для пород фундамента (III) значительно смещен вправо по отношению к графику вертикальных напряжений (II), тогда как по расчетам на основе формулы Динника  $\sigma_{x,y} = \frac{\mu}{1-\mu} \gamma H$ , где  $\mu \approx 0,25$  — коэффициент Пуассона, величина  $\sigma_{x,y}$  должна быть примерно в 3 раза меньше  $\sigma_z$ . Таким образом, естественные горизонтальные напряжения лишь в малой степени зависят от гравитационных сил, а в основном определяются латентными, и, возможно, современными тектоническими и другими видами напряжений, природа которых пока не выяснена.

Величина средних горизонтальных напряжений в диапазоне глубин 25—2000 м меняется от 0 до  $575 \text{ кг/см}^2$ . Необходимо иметь в виду, что приводимые в отдельных работах (Турчанинов, Марков, 1966; Хаст, Нильсон, 1967; Прочухан, 1966; Булин, 1969 и др.) аномально высокие значения напряжений (до  $1500\text{—}1900 \text{ кг/см}^2$ ) соответствуют либо сумме главных горизонтальных напряжений, либо, в ряде случаев, так называемым контурным напряжениям ( $\sigma_{x,y}$  на контуре подземной выработки) и значительно (в 2—5 раз) выше значений, характерных для

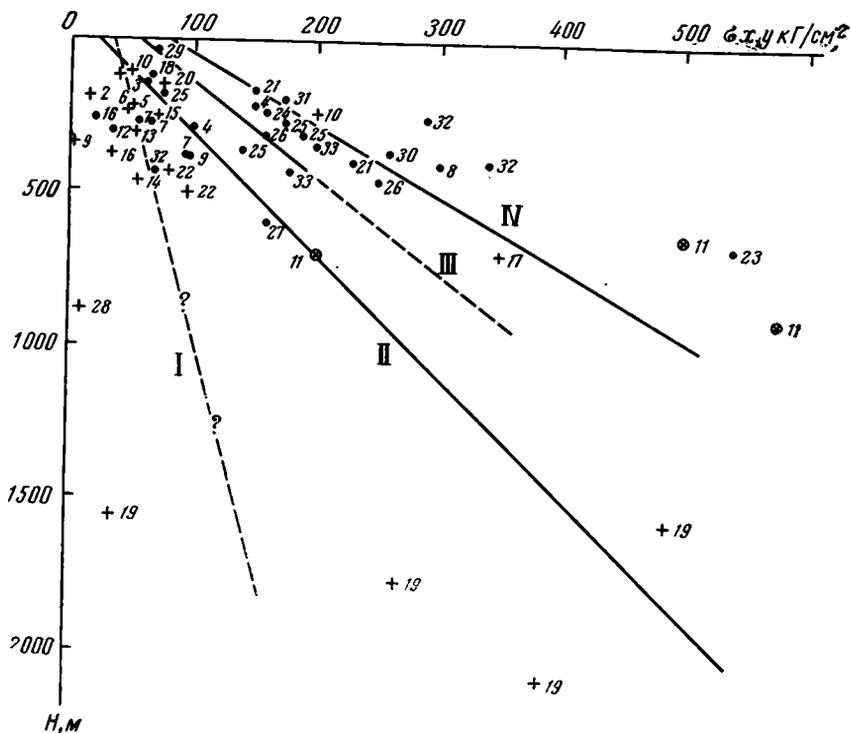


Рис. 2. Изменение средних горизонтальных напряжений ( $\sigma_{x,y}$ ) с глубиной. Условные знаки см. на рис. 1.

*I* — осредненный график  $\sigma_{x,y} = f(H)$  для чехла платформ. *II* — график  $\sigma_z = f(H)$  (*I* — на рис. 1), *III* — осредненный график  $\sigma_{x,y} = f(H)$  для образований складчатого и кристаллического фундамента, *IV* — график полусуммы главных горизонтальных напряжений  $(\sigma_1 + \sigma_2)/2$  по Н. Хасту и Т. Нильсону (1967), Д. Коутсу и Ф. Гранту (Coates, Grant, 1966) и Б. Войту (Voight, 1967), с использованием материалов по территории США, Канады и стран Скандинавии.

Положение пунктов на 6 люден и Я. 1—12 — СССР: 1 — Новомосковск (Нестеренко, 1962), 2 — Гдов (Ленсланец) (Слободов, 1958); 3 — Саяно-Шушенская ГЭС (Кутепов, 1965), 4 — Коунрад (Ешуткин, Рудаков, 1963); 5 — Талнах (Палий и др., 1969); 6 — Соликамск (Водопьянов, Габдрахимов, 1964); 7 — Высокогорское месторождение (Дьяковский, Чернышев, 1968; Чернышев, Дьяковский, 1969); 8 — Таштагол (Батугин, Шаманская, 1965; Егоров, Шаманская, 1968); 9 — Львовско-Волынский угольный бассейн (Борисенко и др., 1964; Галушко и др., 1968); 10 — Дзержкаган (Сиразутдинов и др., 1969; Соцков, 1968); 11 — Донбасс (Галушко и др., 1968; Райский, Комиссаров, 1967); 12 — Криворожский бассейн (Тохтуев, Ривкин, 1956). 13—18 США; 13 — месторождение соли Лион (Clair, Bradsham, 1967), 14 — Вествако, Вайоминг; 15 — Винфильд, Луизиана, 16 — полигон ядерных испытаний, Невада; 17 — Барбертон, Огайо, (14—17 по L. Obert, 1962), 18 — Калифорния, ГЭС (Merrill, 1964). 19—21 — Южная Африка: 19 — золотые рудники Витватерсранд в ЮАР (Varron, Tonder, 1967; Bonnechere, Fairhurst, 1968; Leeman, 1964, 1968); 20 — угольное месторождение Сигма в ЮАР (Leeman, 1964); 21 — Замбия, ГЭС Кафью Гордж (Hast, 1969); 22 — ФРГ, Гринберг (Mohr, 1956). 23—26 — Швеция (Hast, 1958); 23 — Стельберг, 24 — Вингесбек, 25 — Гренсберг, 26 — Мальмбергер, 27—28 — Норвегия: 27 — Мальм (Hast, 1958), 28 — Дален и Кьерхолт (Li, Moxon, 1970), 29 — Португалия, Брага; 30 — Шпицберген; 31 — Ирландия (29—32 по N. Hast, 1969). 32, 33 — Канада; 32 — Онтарио, урановый рудник (Coates, Grant, 1966, Heerden, Grant, 1967); 33 — железный рудник (Coates, Ignatieff, 1966)

внутренних точек массива. Анализ мировых данных показывает, что на достигнутых к настоящему времени глубинах разработок ( $\approx 3$  км) наибольшие значения  $\sigma_{x,y}$  в массивах пород (если исключить влияние локальных аномалий) не превышают  $1000 \text{ кг/см}^2$ .

Н. Хаст (Hast, 1958) первый указал на большие величины горизонтальных напряжений в верхних горизонтах земной коры. Составленный им ныне широко известный график (*IV*, рис. 2), модифицированный Д. Коутсом, Ф. Грантом (Coates, Grant, 1966) и Б. Войтом (Voight, 1967), показывает увеличение  $\sigma_{x,y}$  с глубиной по закону  $\sigma_H = 80 \text{ кг/см}^2 + 0,43 \text{ кг/см}^2/\text{м}$ , где  $\sigma_H$  — величина  $\sigma_{x,y}$  на глубине  $H$  от земной поверхности.

Собранный нами материал позволил составить две зависимости  $\sigma_{x,y} = f(H)$ , характеризуемые следующими уравнениями:  $\sigma_H = 35 \text{ кг/см}^2 + 0,07 \text{ кг/см}^2/\text{м}$  (*I*) и  $\sigma_H = 60 \text{ кг/см}^2 + 0,31 \text{ кг/см}^2/\text{м}$  (*II*). Сопоставление графиков *I*, *III* и *IV* показывает следующее. 1. При одинаковых глу-

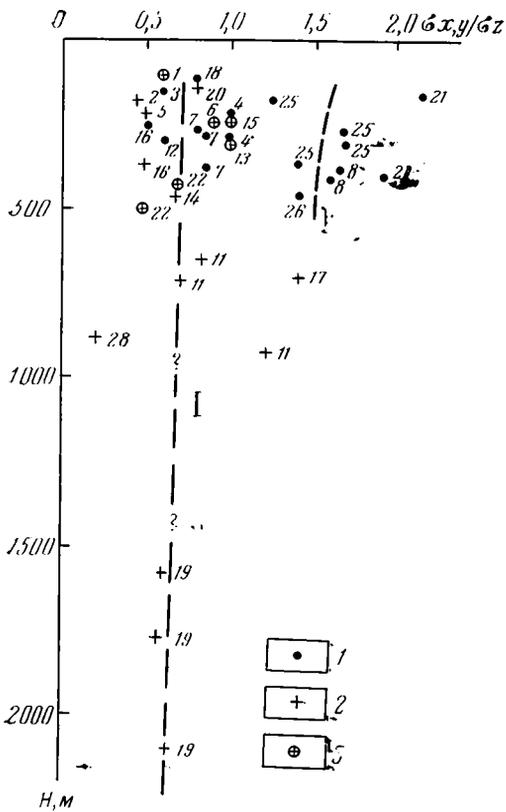


Рис. 3. Изменение отношения  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  горизонтальных напряжений к вертикальному с глубиной

1 — точки соответствия измерениям  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  в породах фундамента; 2 — то же, в чехле платформ; 3 — то же, на месторождениях соли и гипса. Положение пунктов наблюдений — см. в подписях к рис. 2. I — осредненный график  $\sigma_{x,y}/\sigma_z=f(H)$  для чехла платформ, II — то же для оснований фундамента

бинах залегания горизонтальные напряжения в породах фундамента в среднем в 2—3 раза больше, чем в платформенном чехле. 2. Величины средних горизонтальных напряжений в породах фундамента, установленные нами (III, рис. 2) и Н. Хастом и другими (IV), различаются на 30—40%. Это может быть следствием использования разных экспериментальных материалов и, в частности, того обстоятельства, что, как указывалось выше, замеры напряжений по способу Хаста, положенные в основу графика IV, дают систематически более высокие значения по сравнению с другими способами метода разгрузки.

Соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений (рис. 3). По предварительным данным, отмечаются следующие тенденции в распределении  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  в зависимости от геологических условий.

1. В породах кристаллического или складчатого фундамента величина  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  составляет в среднем 1,4—1,8 (II, рис. 3). Однако в конкретных условиях отмечаются существенные колебания этого параметра от 0,6 до 2,2 и, вероятно, еще больших величин.

2. В хомогенных отложениях (соль, гипс) величина  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  обычно 0,6—1,0 и редко выходит за эти пределы. Таким образом, хомогенные образования в гораздо большей степени, чем все остальные изученные породы, подчиняются гидростатическому закону распределения естественных напряжений.

3. Слабо метаморфизованные породы, слагающие чехлы платформ, вне зависимости от их возраста (от Pt до Mz включительно), по неполным данным, характеризуются  $\sigma_{x,y}/\sigma_z \approx 0,5—0,7$  (I, рис. 3).

4. На глубинах от 50 до 460 м для пород фундамента и на  $H=100—2100$  м для чехла платформ зависимость  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$  от глубины отчетливо не констатируется.

Важно отметить, что в докембрийских породах района Витватерсранд (ЮАР), представленных кварцитопесчаниками, сланцами и другими образованиями, величина  $\sigma_{x,y}/\sigma_z$ , так же как и значение  $\sigma_{x,y}$  (19, на рис. 2, 3), сравнительно небольшие. Известно, что эти образования слагают чехол более древнего фундамента характеризуются относительно пологим залеганием. В то же время в породах, залегающих в сложных складчатых формах (Донецко-Макеевский район), как  $\sigma_{x,y}$ , так и  $\sigma_z$  зачастую существенно завышены по сравнению с региональным фоном (II, рис. 1, 2). Отсюда возникает предположение, что структурный фактор оказывает большое влияние на величину напряжений.

Закономерности распределения напряжений относительно конкретных геологических структур выяснены еще очень слабо. По весьма неполным данным, соотношение напряжений и элементов геологического строения выглядит следующим образом.

1. Оси главных нормальных напряжений во многих местах располагаются параллельно основным направлениям зон трещиноватости (Сиразудинов и др., 1969). В отдельных случаях это открытые трещины, заполненные водой (Hast, 1958). Имеются указания на то, что, например, в Замбии (Южная Африка) и в некоторых других районах, ориентировка максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$  согласуется с направлением речной сети (Hast, 1969).

2. В зонах разрывных нарушений в одних случаях отмечается концентрация, в других — ослабление напряжений. Сильно трещиноватые зоны характеризуются, как правило, ослаблением напряжений (Coates, Ignatieff, 1966; Егоров, Шаманская, 1968 и др.).

3. Во многих местах ось максимальных напряжений располагается по нормали к рудной залежи (Hast, 1958; Батугин, Шаманская, 1965, и др.).

### О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Вопрос об изучении поля напряжений имеет большое значение для геологии, поскольку геологи получают в свои руки конкретные числовые характеристики, которых так недостает для разработки различных теоретических вопросов. Как справедливо отмечает С. А. Батугин (1968), «вопрос о напряжениях в нетронутом массиве горных пород относится к основным вопросам не только горного дела, но и всех наук о Земле» (стр. 127). Большое значение экспериментальных данных по естественным напряжениям для теоретической тектоники и сейсмологии подчеркнуто П. Н. Кропоткиным (1970).

В работе Н. Хасти (Hast, 1967) отмечено, что развитие поля горизонтальных напряжений является, вероятно, результатом постепенного сжатия Земли и что этот процесс — одна из самых главных причин таких явлений, как землетрясения, образование горных цепей, вековых поднятий и опусканий суши и морского дна. Данные измерений естественных напряжений привлекаются некоторыми геологами для объяснения механизма выдавливания гранитов, например на Урале (Трифонов и др., 1968). По мнению автора статьи, изучение поля горизонтальных напряжений может пролить свет на вопрос о природе пологих сейсмических разделов в консолидированной земной коре (Булин, 1970).

Изложенные в статье материалы указывают на существование некоторых закономерных связей естественных напряжений с геологическими условиями. Однако в целом имеющихся экспериментальных материалов еще недостаточно для совершенно категорических заключений о геологическом значении природного поля напряжений, устанавливаемого по измерениям в подземных горных выработках. Сложность вопроса состоит в том, что остаются неясными сами условия, при выполнении которых обеспечивается реализация этих напряжений в геотектоническом процессе. Для лучшего уяснения этого вопроса рассмотрим некоторые данные о величинах скальвающих напряжений, релаксация которых является преимущественным способом высвобождения упругой энергии (Введенская, 1969).

1. По расчетам В. И. Уломова (устное сообщение), величина избыточного упругого напряжения, снятого во время главного Ташкентского землетрясения 1966 г. в его очаговой области, составляет  $\approx 60 \text{ кг/см}^2$ . Такой же порядок критических напряжений  $(0,2-0,8) \times 10^2 \text{ кг/см}^2$  ус-

танавливается при большинстве других катастрофических землетрясений XX в. (Магницкий, 1965).

2. Согласно данным о суммарных тектонических движениях за последние 30 млн. лет и сейсмичности за 50 лет, М. В. Гзовский (Gzovsky, 1967) подсчитал, что максимальные касательные напряжения на шитах составляют  $100 \pm 50$   $\text{кГ/см}^2$ , а в альпийских складчатых областях (Кавказ и др.)  $1000 \pm 500$   $\text{кГ/см}^2$ .

3. Расчеты  $\tau_{\text{ма}}$  по замеренным напряжениям на руднике Расвумчорр (Апатиты) дают величины  $\approx 200$   $\text{кГ/см}^2$ . По данным Н. Хаста (Hast, 1958, 1969 и др.), значения  $\tau_{\text{мах}}$  в глубине массивов кристаллических пород могут достигать первых сотен  $\text{кГ/см}^2$ .

Из приведенного выше видно, что касательные напряжения в горных породах, слагающих верхние горизонты земной коры, примерно того же порядка или даже несколько больше, чем скальвающие напряжения при сильных землетрясениях, вычисленные по энергии сейсмических волн. Вместе с тем известно, что сейсмические проявления в настоящее время локализованы в узких зонах, тогда как поле естественных напряжений носит глобальный характер. Таким образом, огромные запасы потенциальной энергии, «запечатанной» в недрах Земли, высвобождаются лишь выборочно и в сравнительно короткие отрезки времени. Кроме тектонических землетрясений известны и другие примеры импульсного высвобождения энергии. Это уже упоминавшиеся горные удары, выбросы и отслаивание горных пород, возникновение землетрясений вследствие закачка в глубокую скважину воды под давлением (Evans, 1966) или вследствие нагрузки воды в водохранилищах (Hast, 1969).

На основании изложенного выше возникает предположение о том, что одним из важнейших условий импульсного высвобождения упругой энергии, содержащейся в горных породах, является наличие внешней нагрузки статического (квазистатического) характера. Для большей части современных платформ и областей завершенной складчатости такие условия реализуются редко, поскольку земная кора находится в состоянии динамического равновесия. К сказанному необходимо добавить, что, как указывает Д. Коутс (Coates, 1962), динамическая прочность горных пород в 12—25 раз больше статической. В работе Г. Г. Юревича (1961) показано, что при динамическом действии нагрузки каменная соль деформируется вполне упруго при относительно высоких давлениях сжатия ( $\approx 125$   $\text{кГ/см}^2$ ), тогда как при статическом действии той же нагрузки наблюдается «течение» соли. Таким образом, выяснение вопроса о геологическом значении естественных напряжений тесно связано с поиском в реальной среде избыточных статических (квазистатических) напряжений, которые, по-видимому, и являются своеобразным спусковым механизмом, приводящим в действие внутреннюю энергию горных пород. Можно предполагать, что решение этой задачи будет сопряжено со значительными трудностями, поскольку, как это следует из оценок А. В. Веденской (1969), сделанных для очага тектонического землетрясения, процесс релаксации скальвающих напряжений проявляется при напряжениях в  $10^4$  раз меньших, чем теоретическая прочность горных пород.

Результаты исследований напряжений в горных породах, выполненные за последние 10—20 лет в различных геологических условиях, указывают на большое значение и перспективность этих работ. Сведения о напряжениях широко используются при расчете оптимальных параметров подземных и наземных сооружений, для выбора экономических и безопасных систем разработки полезных ископаемых, определения вероятных мест горных ударов и в других целях. Данные о распределении напряжений представляют большой интерес и для геотектоники. Вместе с тем, приведенные в статье материалы показывают, что экспериментальные данные о естественных напряжениях во многом еще противоречивы, точность полевых методов измерений, в том числе и наиболее строгого —

метода разгрузки — крайне низка. Все это выдвигает целый ряд задач и некоторые из них обсуждаются в других работах автора (Булин, 1969, 1971). Здесь мы отметим лишь следующие направления исследований.

1. Обобщение мировых данных натурных измерений напряжений по единой международной программе.

2. Обоснование методики выбора мест для определения региональных напряжений как из подземных выработок, так и непосредственно с земной поверхности. При этом необходимы специальные исследования региональных напряжений, осуществляемые в рамках общесоюзной программы.

3. Долговременные измерения естественных напряжений должны быть включены в обязательный комплекс геолого-геофизических исследований, осуществляемых на геофизических полигонах в связи с проблемой прогноза землетрясений. О необходимости этого независимо друг от друга высказались П. Н. Кропоткин<sup>1</sup> и Н. Хаст (Hast, 1969).

4. Для уяснения природы современных напряжений и возможности оценки величин палеонапряжений необходимо поставить достаточно длительные наблюдения в областях современного вулканизма и в наиболее сейсмоактивных зонах, например на Камчатке и Курильских островах.

Для осуществления указанных рекомендаций требуется гораздо большая концентрация усилий специалистов разного профиля, чем это имеется в настоящее время.

#### Литература

- Б а т у г и н С. А. Напряженное состояние нетронутого массива горных пород и возможности его изучения. Сб. тр. Кузбасск. политехн. ин-та, № 3. Изд. КузПИ, Кемерово, 1968.
- Б а т у г и н С. А., Ш а м а н с к а я А. Т. Исследование напряженного состояния массива горных пород методом разгрузки в условиях Таштагольского железорудного месторождения. Физ.-техн. пробл. разраб. полезн. ископ., № 2, 1965.
- Б о г д а н о в П. А., Н е д з в е ц к и й А. В., П р и с т у п а Г. В. Измерение напряжений в массивах горных пород и их изменение во времени. В сб. «Вопросы совершенствования систем разработок с понижением уровня горных работ (материалы научно-технич. конфер. 16—19 мая 1967 г.)». Н.-и. Горнорудн. ин-т. Изд. НИГРИ, Кривой Рог, 1968.
- Б о р и с е н к о С. Г., Т у б о л ь ц е в В. М., Г а л у ш к о П. Я. Сопоставление результатов изучения напряжений вокруг выработок методом фотоупругости и в натуре. Уголь, № 2, 1964.
- Б у л и н Н. К. О современном напряженном состоянии верхних участков консолидированной земной коры. В сб. «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы (материалы к совещ. 13—17 окт. 1969 г.)». Изд. ВСЕГЕИ, Л., 1969.
- Б у л и н Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре. Геотектоника, № 4, 1970.
- Б у л и н Н. К. Современные напряжения в горных породах по данным измерений в подземных выработках СССР. Геология и геофизика, № 5, 1971.
- В е д е н с к а я А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. Изд-во «Наука», М., 1969.
- В о д о п ь я н о в В. Л., Г а б д р а х и м о в И. Х. Напряженное состояние карналлитовых целиков Соликамского рудника. Научн. тр. Пермск. н.-и. угольн. ин-та. сб. 6, Пермское книжн. изд-во, Пермь, 1964.
- Г а л у ш к о П. Я., К у р е н к о в Я. Н., Ф р е н з е Ю. К., Х а л и м о в с к и й М. А. Результаты исследований напряжений в массиве горных пород. Изв. высш. учебн. заведений. Горн. ж., № 11, 1968.
- Г з о в с к и й М. В. Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. В сб. «Тектонические движения и новейшей структуры земн. коры». Изд-во «Недра», М., 1967.
- Д ь я к о в с к и й В. Б., Ч е р н ы ш е в М. Ф. Исследование напряженного состояния массива горных пород и целиков методом разгрузки на Высокогорском железорудном месторождении. Физико-техн. пробл. разр. полезн. ископ., № 2, 1968.
- Е г о р о в П. В., Ш а м а н с к а я А. Т. Исследование напряженного состояния горных пород в районах разрывных нарушений методом разгрузки на Таштагольском

<sup>1</sup> Выступление на сессии Совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству 26 мая 1969 года, Москва.

- железородном месторождении. В сб. «Измерение напряжений в массиве горных пород». Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1968.
- Ешуткин Н. В., Рудаков М. Л. Некоторые результаты исследований проявлений горного давления при разработке рудных жил Восточно-Коундарским рудником. Тр. ин-та горн. дела Уральск. фил. АН СССР, вып. 5. Изд-во «Уральский рабочий», Свердловск, 1963.
- Кораблев А. А. Современные методы и приборы для изучения напряженного состояния массива горных пород. Изд-во «Наука», М., 1969.
- Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. Геотектоника, № 2, 1970.
- Кузнецов Г. Н., Слободов М. А. Определение методом разгрузки напряжений, действующих в междокамерных целиках каменной соли Артемовских рудников. Тр. ВНИМИ, Сб. 22, Углетехиздат, М.-Л., 1950.
- Кутепов В. М. Опыт определения напряженного состояния в массиве метаморфических пород створа Саяно-Шушенской ГЭС. Гидротехн. строительство, № 1, 1965.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», М., 1965.
- Нестеренко Г. Т. Методика и некоторые результаты исследований параметров камерно-столбовой системы разработки. В сб. «Методы опред. размер. опорн. целиков и потолочин». Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Палий В. Д., Орлов Ю. Д., Ушенин В. П. Исследование напряженного состояния целиков при камерно-столбовой системе разработки на руднике «Маяк». Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 58, вып. 1. Изд-во «Недра», М., 1969.
- Панюков П. Н. О природе напряжений в массивах горных пород. Сб. «Техника и технология открытых горных работ». Углетехиздат, М., 1959.
- Прочухан Д. П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тез. доклада к III совещ. по инженерной геологии, Ленинград 27—29 окт. 1966 г., Изд-во Ленингр. горн. ин-та, Л., 1966.
- Райский В. В., Комиссаров В. В. Исследования в натуральных условиях напряженного состояния горных пород на контуре выработки и в глубине массива на глубоких шахтах Донбасса. Тр. ВНИМИ, сб. 63. Изд. ВНИМИ, Л., 1967.
- Сиразутдинов А. М., Чабдарова Ю. И., Букин А. Н., Москвичев Л. Е. Результаты экспериментальных исследований природного поля напряжений массива горных пород в условиях Джезказганского месторождения. Тр. Ин-та горн. дела АН КазССР, т. 40, Алма-Ата, 1969.
- Слободов М. А. Опыт применения метода разгрузки напряжений в глубине горного массива. Уголь, № 7 (388), 1958.
- Соцков Н. А. Исследование горизонтальных напряжений в породах кровли и почвы камер Джезказгана. В сб. «Вопросы маркшейдерско-геологической службы горных предприятий». Изд-во «Недра», М., 1968.
- Тохтуев Г. В., Ривкин И. Д. Остаточные тектонические напряжения в докембриии Кривого Рога. Геол. ж., т. 26, вып. 1, 1966.
- Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В., Зубков А. В. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале. Докл. АН СССР, т. 179, № 1, 1968.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А., Иванов В. И. Распределение напряжений вокруг одиночных выработок на апатитовом руднике Расвумчорр. В сб. «Физика и технология разработки рудных месторождений в Заполярье», Изд-во «Наука», Л., 1967.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 4. Изд-во «Мир», М., 1967.
- Чернышев М. Ф., Дьяковский В. Б. О напряженном состоянии массива горных пород вне зоны влияния подготовительных и очистных работ в условиях Высокорогского месторождения. Физ.-техн. пробл. разр. полезн. ископаемых, № 3, 1969.
- Юревич Г. Г. Приближенная оценка напряженно-деформированного состояния целиков при одновременном взрыве рассредоточенных зарядов. Тр. ВНИМИ; сб. 43. Госгортехиздат, Л., 1961.
- Barron K., Tonder C. Virgin stress measurements. «Proc. First Congr. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, 1966, v. 3», Lisboa, 1967.
- Bonnechere F., Fairhurst C. Determination of the regional stress field from «doorstopper» measurements. I. S. Afric. Inst. Min. Met., v. 68, No. 12, 1968.
- Clain W. C., Bradshaw R. L. Stress redistribution in room and pillar salt mines. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., v. 4, No. 2, 1967.
- Coates D. F. Rock mechanics developed for nuclear defence applied to underground openings. Canad. Mining J., v. 83, No. 12, 1962.
- Coates D. F., Ignatieff A. Prediction and measurement of pillar stresses. Canad. Mining J., v. 87, No. 1, 1966.
- Coates D. F., Grant F. Stress measurements at Elliot Lake. Canad. Mining and Metallurg. Bull., v. 59, No. 649, 1966.

- Denkhaus H. G. Residual stresses in rock masses: measuring procedures; stress distribution; their relations with tectonics. «Proc. First. Congr. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, 1966, v. 3», Lisboa, 1967.
- Evans D. M. Man-made earthquakes in Denver. *Geotimes*, v. 10, No. 9, 1966.
- Gzovsky M. V. A state of stress in the Earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle. *Geophysical I. R. astr. Soc.*, v. 14, No. 1—4, 1967.
- Hast N. The measurement of rock pressure in mines. *Sveriges Geol. Undersokning, ser. C.*, N 560. *Arsbok* 58, No. 3, Stockholm, 1958.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. *Engng. Geol.*, v. 2, No. 1, 1967.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. *Tectonophysics*, v. 8, No. 3, 1969.
- Heerden W. L., Grant F. A comparison of two methods for measuring stress in rock. *Int. I. Rock Mech. Min. Sci.* v. 4, No. 4, 1967.
- Kieslinger A. Residual stress and relaxation in rocks. *Int. Geol. Congr.*, session 21, pt. 18. Copenhagen, 1960.
- Leeman E. R. Rock stress measurements using the trepanning stressrelieving technique. *Mine and Quarry Engng.*, v. 30, No. 6, 1964.
- Leeman E. R. The measurement of stress in rock. part III, The results of some rock stress investigations. *J. S. Afric. Inst. Min. Met.*, v. 65, No. 4, 1964.
- Leeman E. R. The determination of the complete state of stress in rock in a single borehole—laboratory and underground measurements. *Int. I. Rock Mech. Min. Sci.*, v. 5, No. 1, 1968.
- Li B., Moxon S. Some norwegian experiences in rock pressure measurements «Proc. Int. Symp. on the determ. of stresses in rock masses, Lisbon, 1969», Lisboa, 1971.
- Merrill R. H. In situ determination of stress by relief techniques. *State of stress in the Earth's crust*. Edited by W. R. Judd, N. Y., 1964.
- Mohr H. F. Measurement of rock pressure. *Mine and Quarry Engng.*, v. 22, No. 5, 1956.
- Ober L. In situ determination of stress in rock. *Mining Engng.*, No. 8, 1962.
- Voigt B. Interpretation of in situ stress measurements. «Proc. First Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lisbon, 1966, v. 1», Lisboa, 1967.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
Ленинград

Статья поступила  
25 апреля 1968 г.

УДК 551.241 : 550.34 (571.6 + 265)

А. Г. РОДНИКОВ, В. Е. ХАИН

**ПРОБЛЕМА НАПРАВЛЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (В СВЕТЕ ДАННЫХ  
ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ)**

В работе рассматриваются вопросы происхождения земной коры и основные закономерности ее эволюции в ходе геологической истории в переходной зоне от Азиатского материка к Тихому океану.

Вопросы происхождения земной коры и основные закономерности ее эволюции в ходе геологической истории принадлежат к числу основных проблем наук о Земле. В настоящее время общее направление развития земной коры понимается исследователями резко различно. Представлению о последовательном разрастании материковой коры за счет океанической в ходе эволюции Земли (Н. П. Васильковский, М. С. Марков и др.) противостоит положение о постепенном увеличении площади океанической коры путем переработки континентальной (В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, Б. А. Петрушевский, А. М. Смирнов и др.). Существует мнение о новообразовании океанической коры на участках разрыва сплошности континентальной коры при растяжении последней (R. S. Dietz, П. Н. Кропоткин, Г. Г. Хесс). Некоторые авторы допускают, что в истории Земли проявлялись как процессы нарастания коры материкового типа, так и процессы ее распада (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнма, А. Л. Яншин).

Нынешнее положение знаний не дает возможности для сколько-нибудь уверенного решения этой важнейшей проблемы. Вместе с тем многочисленные данные геологического и геофизического характера, полученные в современных переходных зонах от континентов к океанам, поддаются известной систематизации и позволяют наметить возможное направление развития земной коры в этих зонах.

Одним из наиболее благоприятных для этого регионов является северо-западная часть Тихого океана с ее островными дугами и ее континентальная периферия в пределах Советского Союза, Японии и Кореи (рис. 1).

Изучение этого региона, большая часть площади которого скрыта под водами океана, стало возможным лишь в результате проведения обширных геофизических исследований советскими, американскими и японскими учеными (Косминская и др., 1963; Зверев и др., 1969; Mugauchi, et al., 1967; Shog, 1964; Stone, 1968). Эти исследования позволили выделить в земной коре ряд слоев, различающихся своими физическими свойствами. Сопоставление их со слоями, выделенными геофизическими методами, на суше, состав, строение и время формирования которых известны (осадочный, «гранитный» слой) или предполагаются («базальтовый» слой) по геологическим данным, дает возможность совместно с палеотектоническими построениями приблизиться к выяснению геологической природы сейсмических слоев и установить закономерности соотношения поверхностных и глубинных структур земной коры.

К осадочному слою в переходной зоне отнесены осадки морских бассейнов и вулканогенно-осадочные породы островных дуг. В качестве «гранитного» слоя рассматриваются породы со скоростью сейсмических волн 5,0—6,4 км/сек, представленные метаморфическими комплексами фундамента структур переходной зоны. В этом слое выделены две части: нижняя (с более высокими скоростями сейсмических волн) и верхняя, каждая из которых была, очевидно, сформирована в определенные этапы тектогенеза. «Базальтовый»<sup>1</sup> слой сложен породами со скоростями 6,4—6,8 км/сек.

Как показывают сейсмические данные, большая часть дна окраинных морей описываемой территории выстлана малоуплотненными отложениями, для которых характерны скорости 1,6—3,0 км/сек.

В пределах Охотского моря осадочный чехол распределен неравномерно. Мощность осадков в пределах Центрально-Охотского поднятия составляет 1—2 км. Со всех сторон он окаймляется прогибами, где мощность осадков более значительна, достигая в отдельных впадинах 5—8 км. Сравнение значений скоростей сейсмических волн (1,7—3,0 км/сек) с сейсмическими характеристиками осадочных пород окаймляющих море участков суши свидетельствует о том, что малоуплотненный осадочный чехол, по-видимому, скорее всего, сложен неогеновыми образованиями.

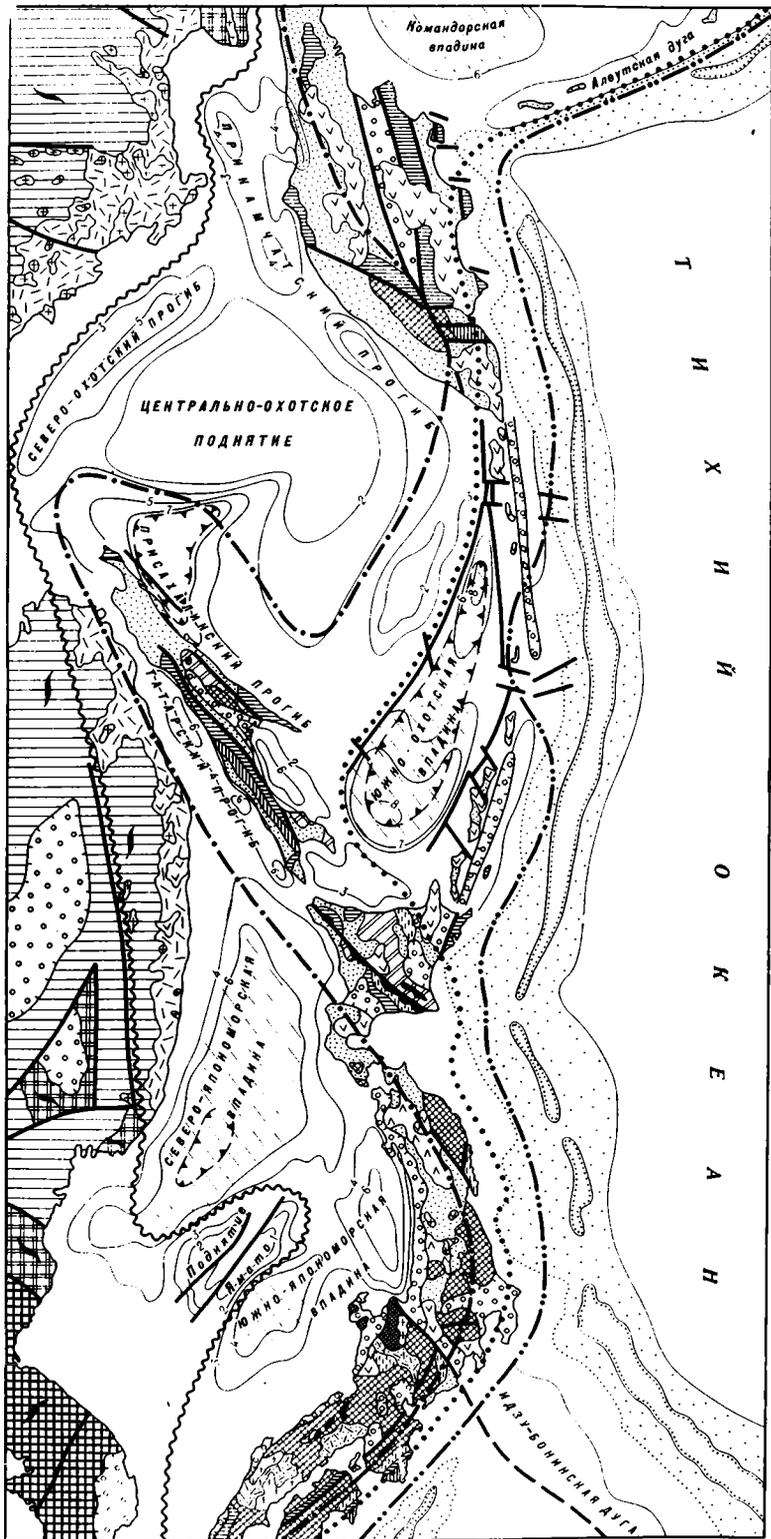
Несколько иной характер осадочного слоя свойствен впадинам Дерюгина и Южно-Охотской. В пределах Южно-Охотской впадины сейсмическими работами методом отраженных волн (Лившиц и др., 1971) выделена верхняя, горизонтально-слоистая толща мощностью 1—3 км, сложенная рыхлыми кайнозойскими образованиями. По данным ГСЗ (Косминская и др., 1963), мощность всего осадочного чехла составляет здесь 5—5,5 км. Нижняя (более уплотненная с  $V_p = 3,4$  км/сек) часть осадочного разреза М. Х. Лившицем отождествляется с меловыми породами.

Аналогичное явление наблюдается во впадине Дерюгина, где в нижней части разреза, по сейсмическим данным, выделяются более плотные породы, по-видимому, мелового возраста. О возможном составе осадочного чехла впадины Дерюгина можно судить на основании анализа осадочных толщ Сахалина, северо-восточная часть которого составляет западный борт впадины. В пределах Северного Сахалина широко развиты отложения неогена, которые характеризуются постепенным нарастанием скорости с глубиной — от 1,8 км/сек в верхних частях разреза до 3,2 км/сек на глубине около 4 км (Сычев, 1966).

Наблюдаемое сходство сейсмических характеристик осадочного чехла Северного Сахалина и западной части Охотского моря и продолжение зон повышенных мощностей кайнозойских отложений под воды бассейна позволяют предполагать единство состава осадочных толщ этих регионов. Во впадине Дерюгина, так же как и на Северном Сахалине, основную часть осадочной толщи составляют кайнозойские отложения, подстилаемые меловыми породами. Расчеты возраста подошвы рыхлых осадков, сделанные И. П. Карташовым для впадины Дерюгина, также свидетельствуют о меловом возрасте нижних горизонтов осадочного чехла. По составу осадочный чехол, скорее всего, представляет собой переслаивание песчано-глинистых и туфогенных пород с незначительными по мощности прослоями эффузивов (Марков и др., 1967).

Таким образом, формирование структур Охотского моря имеет достаточно древнюю историю. Если учитывать возраст отложений, выполняющих впадины Дерюгина и Южно-Охотскую, можно считать, что общие

<sup>1</sup>Далее в статье термины «гранитный» и «базальтовый» даются без кавычек. Предполагается, что читатель отдает себе отчет в их условном значении.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27

контуры Охотского моря наметились в конце мелового времени. Впадины Дерюгина и Южно-Охотская представляли собой морские бассейны, заполнявшиеся осадками еще в докайнозойское время. Распространение морских условий на остальную часть акватории Охотского моря произошло уже в последующее, неогеновое время (Чиков и др., 1970).

Берингово море разделяется поднятием Ширшова на две впадины (Алеутскую и Командорскую), имеющие различное строение осадочного чехла, а в связи с этим, очевидно, и различную историю своего формирования. В Алеутской впадине самый верхний слой характеризуется скоростями 1,6—2,9 км/сек, указывающими на то, что породы здесь представлены рыхлыми осадками.

Нижняя часть разреза осадочного чехла Алеутской впадины сложена наиболее плотными породами, в которых граничные скорости достигают 4,3 км/сек (Shog., 1964). Учитывая высокие значения скоростей, можно думать, что это, вероятно, породы мелового возраста.

В отличие от Алеутской в Командорской впадине выделяется лишь толща рыхлых неконсолидированных осадков ( $V_r = 1,7—2,9$  км/сек), залегающая непосредственно на базальтовом слое. Вероятно, здесь совсем недавно установился морской режим осадконакопления, а базальтовый слой является новообразованным (см. ниже).

В Японском море мощность рыхлых неконсолидированных осадков наименьшая. В глубоководной впадине она не превышает 2 км, увеличиваясь лишь к северу по направлению к Татарскому проливу. Покров малоуплотненных осадков лежит почти горизонтально. Низкие значения скоростей сейсмических волн, по-видимому, свидетельствуют о том, что осадочная толща представлена неуплотненными терригенными осадками неогенового возраста. Ниже этих отложений в Северо-Япономорской впадине располагается зарегистрированный японскими исследованиями (Mugauchi et al., 1967) слой со скоростью 4,8 км/сек, имеющий мощность около 0,5 км. Этот слой, возможно, следует сопоставить с более древними отложениями (меловыми), слагающими основание Татарского прогиба (Милашин и др., 1970).

Таким образом, в пределах дальневосточных морей осадочный чехол имеет сравнительно небольшую мощность и относительно однородное строение. Большую часть разреза занимают рыхлые неконсолидированные осадки, которые, по характеристике сейсмических волн, а также по сопоставлению с отложениями суши и другим данным, сложены неогеновыми осадочными толщами и только с приближением к островным дугам в их строении начинают участвовать эффузивные породы. В отдельных впадинах — Южно-Охотской, Алеутской, Северо-Япономорской и впадине Дерюгина — в нижней части осадочного разреза выделяется более уплотненная толща, которая сопоставляется с меловыми породами.

Складчатый фундамент рассматриваемого сектора Тихоокеанского подвижного пояса имеет гетерогенное строение. Обычно при работах ГСЗ этот фундамент отождествляется с гранитным слоем, который в

Рис. 1. Схема основных структурных элементов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. (При составлении использованы Тектоническая карта Евразии, Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, Геологическая карта Японии)

1 — область архейской складчатости; 2 — область протерозойской складчатости; 3 — область мезозойской складчатости; 4 — восточноазиатский вулканогенный пояс; 5—22 — область кайнозойского тектогенеза; 5—7 — выходы складчатого основания; 5 — байкальской консолидации; 6 — герцинской консолидации; 7 — мезозойской консолидации; 8—11 — геосинклинальный комплекс чехла; 8 — нижний структурный ярус ( $T-C_1$ ); 9 — нижний подъярус ( $C_2$ ) верхнего структурного яруса; 10 — средний подъярус (Pg) верхнего структурного яруса; 11 — верхний подъярус (N) верхнего структурного яруса; 12 — неоген-четвертичные впадины и прогибы; 13—15 — орогенные пояса: 13 — верхнемеловой; 14 — миоценовый («зеленые туфы»); 15 — четвертичный; 16—17 — интрузивные породы; 16 — кислые; 17 — основные и ультраосновные; 18 — глубоководные желоба; 19 — участки без гранитного слоя; 20 — наложенные впадины, образовавшиеся в начальный период (поздний мел) кайнозойского этапа тектогенеза; 21 — изолинии глубин поверхности консолидированного основания; 22 — оси структур; 23 — граница достоверного распространения раннего докембрия; 24—26 — положение границы материка — океана к концу; 24 — байкальского тектогенеза; 25 — герцинского тектогенеза; 26 — мезозойского тектогенеза; 27 — разломы

переходной зоне обладает специфическими отличиями от гранитного слоя континента. В пределах прилегающей части Азиатского материка гранитный слой сложен архейскими и нижнепротерозойскими сильно метаморфизованными породами, пронизанными гранитными интрузиями. Эти породы обычно находятся на высшей ступени метаморфизма [например, для Корейского выступа Китайской платформы — в фации альмандиновых амфиболитов и гранулитов (Маракушев, 1966)]. В связи с этим гранитный слой характеризуется высокими значениями скоростей сейсмических волн, обычно превышающими  $6,0 \text{ км/сек}$  (см. рис. 2, 3).

В переходной зоне гранитный слой сложен породами с граничными скоростями  $5,0\text{—}6,4 \text{ км/сек}$  (Зверев и др., 1969; Косминская и др., 1963; Mugauchi et al., 1967). Такие резкие изменения значений сейсмических скоростей обусловлены тем, что гранитный слой представлен породами, участвующими в строении различных структурных элементов и в различной степени метаморфизованными. Сейсмическими исследованиями он подразделяется на две части: 1) с  $V_r = 5,0\text{—}5,8 \text{ км/сек}$  и 2)  $V_r = 6,0\text{—}6,4 \text{ км/сек}$ , формирование которых, очевидно, связано с разными этапами тектогенеза.

В состав фундамента переходной зоны входят дислоцированные и метаморфизованные образования, имеющие различный возраст в разных участках. В пределах Японо-Сахалинской островной дуги (Зверев и др., 1969; Mugauchi et al., 1967) гранитный слой имеет двухслойное строение (см. рис. 2, 4). Нижняя часть его обычно имеет мощность  $15 \text{ км}$  и прослеживается вдоль всей дуги. Наиболее полно эта часть гранитного слоя развита в Японии, в направлении о. Сахалин мощностью его несколько сокращается, что косвенно подтверждает геологические данные о более древнем начале развития Японских островов (точнее, юго-западной Японии). Для нижней части гранитного слоя характерны скорости сейсмических волн, варьирующих в пределах  $6,0\text{—}6,4 \text{ км/сек}$ . Эта часть гранитного слоя, вероятно, сложена гнейсами, гранитами, кристаллическими сланцами и сформирована, скорее всего, в герцинский этап тектогенеза, а для Японских островов и в более ранний этап — байкальский.

Выходы складчатого основания, сформированного в байкальский этап тектогенеза, наблюдаются в районе Хида (о. Хонсю). Докембрийский возраст гнейсов Хида обосновывается геологическими данными (галька гнейсов и ортокарцитов встречена в силурийских отложениях — Минато и др., 1968) и радиометрическими определениями (возраст цирконов из гнейсов  $500\text{—}1500$  млн. лет — Nozawa, 1968). Более молодые цифры, полученные для этих пород другими исследователями, отражают, очевидно, их герцинское и мезозойское «омоложение».

Окаймлявшая массив древних пород Хида с тихоокеанской стороны палеозойская геосинклиналь (пояса Реке, Самбагава, Титибу), которая прослеживается на север и включает Сахалин, вероятно, в своей внешней части была заложена на океанической коре. Об этом свидетельствует состав образований, слагающих палеозойский разрез, степень гранитизации пород и тот факт, что скорость сейсмических волн в гранитном слое по направлению к Тихому океану уменьшается. Последнее объясняется, по-видимому, тем, что в строении гранитного слоя принимают участие менее метаморфизованные и более молодые, чем в районе Хида, породы. Гранитный слой о. Сахалин сложен палеозойскими метаморфизованными (в фации зеленых и глаукофановых сланцев) породами, лавами основного состава, обычно претерпевшими зеленокаменное изменение, кремнистыми сланцами, граувакками.

Верхняя часть гранитного слоя Японо-Сахалинской островной дуги имеет незначительную мощность ( $5\text{—}10 \text{ км}$ ), но повсеместное распространение. Для этой части гранитного слоя характерны более низкие значения граничных скоростей ( $5,1\text{—}5,8 \text{ км/сек}$ ). Она сложена вулкано-

генно-осадочными породами верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, уплотненными и частично метаморфизованными до фации зеленых сланцев (Егоров, 1969). Структуры, сложенные этими породами, окаймляют с внешней стороны Японскую дугу (аналогичное явление наблюдается и на Камчатке, см. рис. 1, 3) и образуют складчатое основание геосинклинальной зоны Сима́нто (рис. 3).

В пределах Алеутской дуги гранитный слой ( $V_r = 5,5$  км/сек) отчетливо прослеживается узкой (150—200 км) полосой, сохраняя на всем протяжении дуги примерно одинаковую мощность (7—10 км) (Косминская и др., 1963; Shog, 1964). Судя по низким скоростям сейсмических волн и геологическим данным, он сложен палеозойскими и, возможно, мезозойскими породами, претерпевшими значительный метаморфизм. На земной поверхности слой обнажается лишь на центральных островах (Eardley, 1962). На остальной территории дуги консолидированное основание находится на глубине 2—3 км. По своему строению гранитный слой резко отличается от гранитного слоя Японо-Сахалинской островной дуги. Он составляет меньшую часть мощности земной коры и сложен вулканогенно-осадочными комплексами, не претерпевшими гранитизации. В его пределах нет слоя со скоростями, превышающими 6,0 км/сек, характерного для Японо-Сахалинской островной дуги. По-видимому, начало формирования гранитного слоя Алеутской дуги относится к герцинскому этапу тектогенеза и завершилось в мезозойский этап. По своему строению он должен быть близок к верхней части гранитного слоя Японо-Сахалинской островной дуги, имеющей аналогичные скорости сейсмических волн (5,1—5,5 км/сек). Следовательно, консолидированное основание, на котором в дальнейшем заложилась структура Алеутской островной дуги, является сравнительно более молодым, чем фундамент Японо-Сахалинской дуги, геологическая история которой прослеживается с позднепротерозойского времени.

Иная картина наблюдается в пределах Курило-Камчатской островной дуги, где гранитный слой имеет локальное распространение и незначительную мощность (Косминская и др., 1963; Тулина, 1969). На основании полученных значений скоростей прохождения сейсмических волн ( $V_r = 5,1—5,8$  км/сек) можно предположить, что он сложен верхнепалеозойскими — мезозойскими породами, испытавшими сравнительно слабый метаморфизм. Они аналогичны образованиям, которые развиты в Японо-Сахалинской островной дуге и составляют там верхнюю часть гранитного слоя. Подтверждением этому служат также выходы доверхнемеловых метаморфических комплексов на территории Камчатки и Хоккайдо, являющихся окраинами дуги. О наличии в пределах Курильской дуги метаморфизованного основания свидетельствуют также находки экзотической гальки зеленых сланцев и гнейсов в туфобрекчиях мелового возраста о. Шикотан, а также ксенолитов тех же пород в меловых эффузивах (Сергеев, 1969). В пределах Курильской дуги гранитный слой прослеживается на глубине 4—5 км и имеет мощность 6—7 км на Большой гряде и 5—6 км на Малой гряде. По направлению к центральной части дуги гранитный слой сокращается в мощности и полностью выклинивается, появляясь вновь лишь в пределах северных островов, где его мощность достигает 8 км. Таким образом, фундамент, на котором заложилась структура Курильской островной дуги, является разнородным: субконтинентальным на флангах и океаническим в центральной части. По возрасту гранитный слой здесь наиболее молодой. Он трудно отличим (по скоростям сейсмических волн) от перекрывающих его вулканогенно-осадочных пород. Возможно, что наиболее верхняя часть гранитного слоя здесь сложена меловыми породами, обнажающимися на островах Малой Курильской дуги. В общем можно предположить, что структуры Курильской островной дуги заложилась на консолидированном основании, сформированном в мезозойский этап тектогенеза (Родников, 1970). В пределах

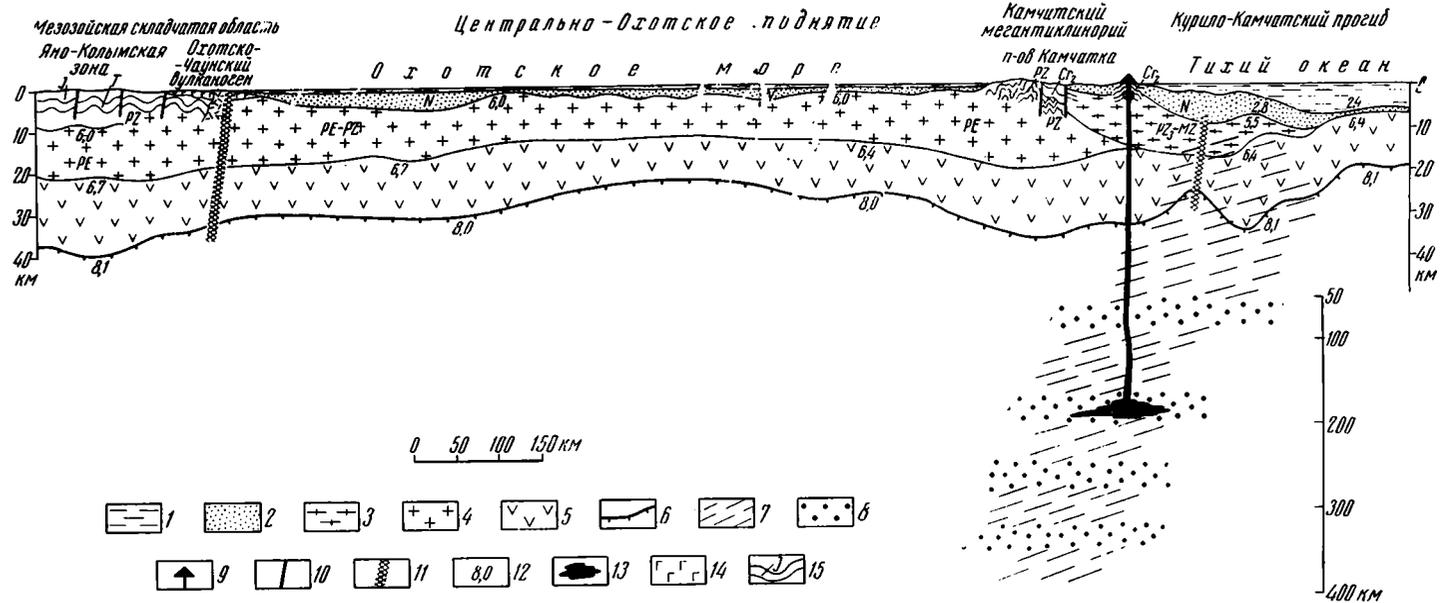


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Колыма — Камчатка — Тихий океан. (Разрезы составлены по данным геофизических исследований ИФЗ, СахКНИИ, ИОАН, японских геофизических учреждений).

1 — водная толща; 2 — осадочный слой; 3 — гранитный слой (верхняя часть); 4 — гранитный слой (нижняя часть); 5 — базальтовый слой; 6 — поверхность Мохоровичича; 7 — фокальная зона; 8 — астеносферные слои; 9 — вулканические аппараты; 10 — разломы; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — границы скорости продольных волн в км/сек; 13 — магматические очаги; 14 — вулканогенные пояса; 15 — геологические границы и возраст пород

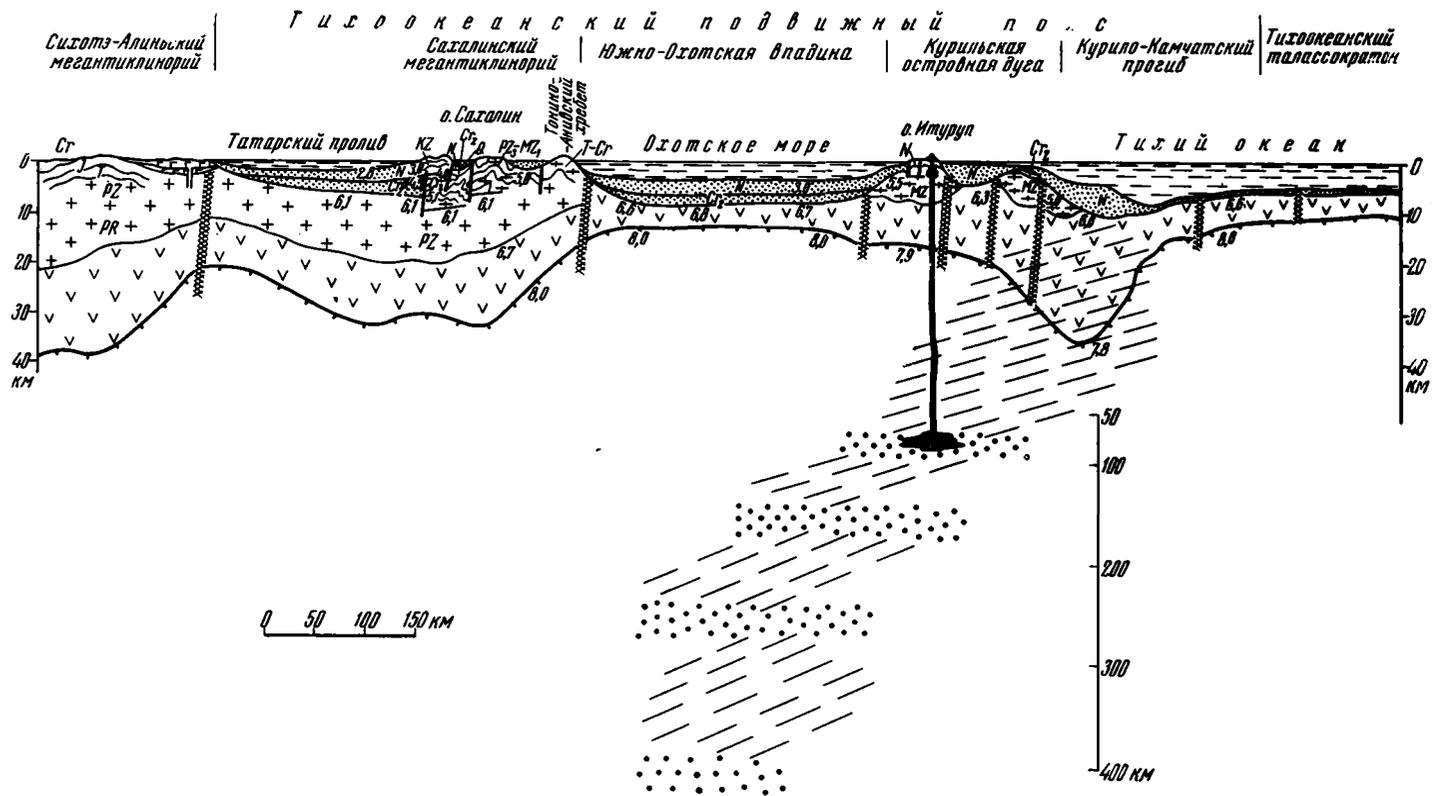


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Сихотэ-Алинь — Сахалин — Курилы — Тихий океан  
 Условные обозначения см. на рис. 2

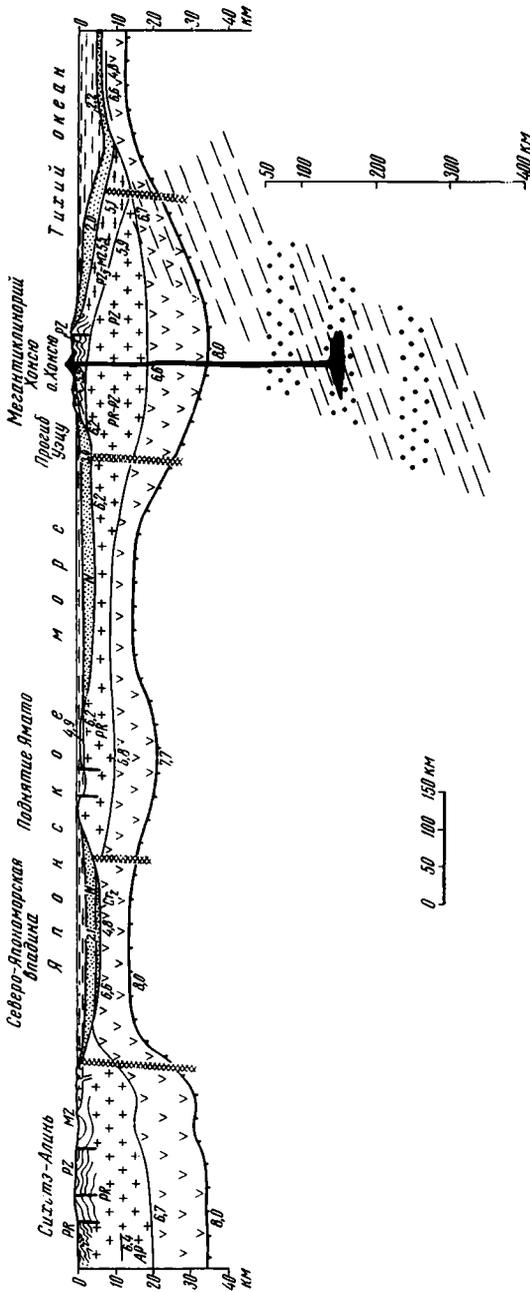


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Приморье — Японское море — Хонсю — Тихий океан  
условные обозначения см. на рис. 2

Центральной Камчатки можно предполагать наличие уже достаточно хорошо развитого гранитного слоя, учитывая выходы на земную поверхность гранито-гнейсов и кристаллических сланцев, составляющих восточное продолжение консолидированного основания Центрально-Охотского массива, где скорости сейсмических волн в гранитном слое значительны (6,0—6,2 км/сек).

В пределах Охотского моря гранитный слой также распределен неравномерно. На основании скоростей прохождений сейсмических волн, полученных при ГСЗ (Косминская и др., 1963; Зверев и др., 1969), и дан-

ных палеогеографических построений (Попов, 1945; Красный, 1956; Власов, 1957; Дьяков, 1955, и др.) сделана попытка определить время формирования гранитного слоя и пространственное его распространение в этом регионе. Известно, что в направлении океана мощность гранитного слоя сокращается до полного исчезновения в Южно-Охотской впадине. В этом же направлении изменяются сейсмические параметры гранитного слоя.

В северной и центральной частях Охотского моря (Центрально-Охотское поднятие) гранитный слой выражен наиболее полно. Граничные скорости сейсмических волн здесь превышают  $6,0 \text{ км/сек}$ . Такие значения сейсмических волн обычно характерны для гранитного слоя древних платформ и отмечаются в нижней части гранитного слоя Японо-Сахалинской островной дуги, сложенного гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами докембрийского возраста. Подтверждением древнего возраста консолидированного основания этой части Охотского моря служат также палеогеографические построения (Попов, 1945; Красный, 1956), свидетельствующие о том, что еще в позднелазооидское время этот район был областью размыва. Областью размыва он оставался и в меловое и даже палеогеновое время (Дьяков, 1955; Власов, 1957; Чиков, 1970).

Образование морского бассейна на месте суши только в неогене устанавливается исследованиями Г. Б. Удинцева (1955), Ю. Ф. Чемякова (1957), И. П. Карташева (Марков и др., 1967). Большинство указанных исследователей считают эту часть Охотского моря восточным продолжением Сибирской платформы.

Кроме того, равномерное площадное распределение земной коры выдержанной мощности (25—30 км) и форма соотношения границ раздела внутри коры (сводовому понятию поверхности Мохоровичича здесь соответствует поднятие поверхности консолидированной коры, что характерно для молодых континентальных платформ) наряду с гравиметрическими и магнитометрическими данными (Гайнанов, 1968; Ривощ, 1964) также свидетельствуют о платформенном характере строения этого региона.

Учитывая выходы докембрийских пород в Охотском массиве (на продолжении которого расположено Центрально-Охотское поднятие) и метаморфических пород палеозойского, а возможно, и докембрийского возраста в Камчатском массиве (Горячев, 1966), окаймляющем Центрально-Охотское поднятие с востока, можно предположить, что консолидированное основание Центрально-Охотского поднятия было сформировано не позднее, чем в байкальский этап тектогенеза.

В строении фундамента Северо-Охотского прогиба участвуют палеозойские и мезозойские породы, вероятно образующие продолжение структур Сихотэ-Алиня. Продолжение структур Сихотэ-Алиня в пределы Охотского моря подтверждается вытянутыми примерно вдоль оси Северо-Охотского прогиба магнитными аномалиями.

В юго-восточной части Охотского моря прослеживается ряд узких линейных прогибов и поднятий подошвы осадочного слоя, простирающихся параллельно гряде Курильских островов. Гранитный слой этих структур обнаруживает пониженные значения скоростей сейсмических волн ( $V_r = 5,0—5,5 \text{ км/сек}$ ), которые, по аналогии с породами консолидированного основания смежных островных дуг, возможно, отвечает образованию палеозойско-мезозойского возраста. Мощность этого слоя резко варьирует от 10 до 3 км. Эти структуры отражаются в рельефе поверхности Мохоровичича, прогибы в котором имеют те же курильские простирания. Сложные формы соотношения поверхностей раздела внутри коры служат свидетельством нестабильного состояния земной коры этих структур. Вероятно, в герцинский этап тектонического развития геосинклинальные прогибы окаймляли Центрально-Охотское поднятие с юга. Согласно работам А. В. Горячева (1966), они протягиваются к палеозойским структурам Камчатки.

Значительную часть Японского моря занимает Северо-Япономорская впадина, лишенная гранитного слоя. Отсутствует гранитный слой и в наиболее глубоководной части Южно-Япономорской впадины (Береснев, Ковылин, 1969). На остальной акватории, а также в пределах подводных возвышенностей Ямато этот слой прослеживается с примерно постоянной мощностью, увеличивающейся лишь в направлении Японских островов.

О древнем возрасте гранитного слоя в пределах Японского моря, по-видимому, свидетельствуют выходы по бортам впадины Японского моря докембрийских образований. На юго-западе впадина Японского моря граничит с Корейским выступом Китайской платформы, структуры которого простираются в сторону Японского моря.

На Японских островах (район Хиды), окаймляющих море с юго-востока, на поверхность выходят метаморфизованные толщи также докембрийского (но более молодого) возраста (Минато и др., 1968). Подтверждением участия в строении гранитного слоя Японского моря высокометаморфизованных пород (гранулитовой и амфиболитовой фаций) служат высокие значения граничных скоростей, достигающие  $6,2 \text{ км/сек}$ . Возникновение впадины Японского моря датируется началом неогена (Петрушевский, 1964; Белоусов, 1968; Минато и др., 1968). Следовательно, в течение длительного периода регион представлял собой в основном область размыва и составлял окраинную часть Китайской платформы, к которой с юго-востока примыкали палеозойские геосинклинали Японских островов (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Белоусов, Рудич, 1963; Смирнов, 1964).

Базальтовый слой в пределах рассматриваемого региона распространен неравномерно. Минимальная его толщина ( $5\text{--}7 \text{ км}$ ) отмечается в глубоководных впадинах: Южно-Охотской, Японской и Алеутской, где им обычно сложена вся консолидированная кора. Повышенной мощности ( $15\text{--}20 \text{ км}$ ) пояса базальтового слоя прослежены вдоль западного борта Курило-Камчатского желоба и осевой зоны Японских островов. Значительной мощности ( $20 \text{ км}$ ) базальтовый слой установлен и в прилегающих к материку участках Охотского моря. Для него характерны в основном постоянные значения граничных скоростей ( $6,4\text{--}6,7 \text{ км/сек}$ ). Причем более высокие значения отмечаются для базальтового слоя глубоководных впадин, по сравнению с базальтовым слоем островных дуг, где сейсмические скорости несколько ниже. Происхождение базальтового слоя является наименее ясным. Весьма вероятно, что в переходной зоне, характеризующейся наличием различных по своему строению структурных элементов, природа его разнообразна. В пределах океана и глубоководных впадин окраинных морей, где наблюдается тонкий базальтовый слой, он, возможно, слагается продуктами массовых и длительных базальтовых излияний сравнительно молодого возраста. Вероятно, в составе базальтового слоя островных дуг ведущую роль играют вулканические продукты основного состава, претерпевшие региональный метаморфизм, а также интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава, образующие на земной поверхности вытянутые вдоль глубинных разломов вулканоплутонические пояса. Вполне возможно, в соответствии со взглядами, недавно высказанными М. С. Марковым (1970), что представителями этого слоя служат тектонические клинья амфиболитов, эклотитизированных пород, габбро, основных кристаллических сланцев, выступающие вдоль зон разломов, встреченных также в виде ксенолитов в лавах Курильских дуг.

В более древних, стабилизированных структурах, таких как, например, район Японского моря или Центрально-Охотский массив, базальтовый слой, вероятно, представлен, по крайней мере частично, комплексами наиболее древнего докембрия, более основного состава и более высокой степени, чем в гранитном слое, метаморфизма, включающими интрузии преимущественно среднего и основного состава. На это указывает, в

частности, тот факт, что структуры докембрия Корейского выступа Китайской платформы непосредственно простираются в направлении Япономорской впадины, частично лишенной гранитного слоя. В строении докембрия Корейского выступа значительную роль играют гранулиты и эклогиты, сейсмические и плотностные параметры которых в целом очень близки к соответствующим параметрам базальтового слоя. Поэтому не исключено, что базальтовый слой коры Японского моря может быть сложен гранулито-эклогитовыми породами.

Рассмотренный материал о строении северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса свидетельствует о крайне настабильном состоянии земной коры в зоне перехода от материка к океану. Состав и структура земной коры в переходной зоне от Азиатского материка к Тихому океану отражают ее геологическую историю. Разделение коры на отдельные слои здесь связано, по-видимому, в первую очередь с изменением состава и степени метаморфизма пород на разных этапах развития региона. Развитием вещественного состава земной коры во многом определяется и многообразие структурных элементов.

Отмечается, что геосинклинали переходной зоны по сравнению с межконтинентальными и внутриконтинентальными обладают рядом особенностей. Среди них, по-видимому, наиболее важным является то обстоятельство, что эти геосинклинали не были заложены на коре с хорошо развитым гранитным слоем, тогда как межконтинентальные и внутриконтинентальные геосинклинали, как попытался показать В. Е. Хаин (1968), были целиком заложены на архейском или нижнепротерозойском основании, образованном в основном гнейсами и гранитами и подвергшемся большей или меньшей переработке. Гранитный слой всей переходной зоны представлен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, степень гранитизации которых оказалась наиболее значительной на Японских островах. Последние на рассматриваемой территории ближе всего соответствуют внутриконтинентальным структурам. Земная кора в зоне перехода от материка к океану в значительной мере еще формируется.

Наблюдаемые особенности соотношения поверхностных и глубинных структур свидетельствуют о вероятной направленности изменения структур земной коры от сложных форм, свойственных молодым островным дугам, к более простым, характерным для стабилизированных массивов и платформ.

Гранитный слой представляет собой главный продукт геосинклинального развития, сформировавшийся в результате накопления мощных геосинклинальных толщ вулканогенно-осадочных пород и их последующей складчатости, метаморфизма и гранитизации. Как было показано выше, гранитный слой переходной зоны распространен не повсеместно. Там, где он хорошо развит, он четко отделяется от базальтового и осадочного слоев и подразделяется на отдельные горизонты, отражающие определенные этапы геосинклинального развития. В молодых островных дугах (Курильская) гранитный слой не имеет четких границ раздела с лежащими выше вулканогенно-осадочными толщами, которые в настоящее время находятся в стадии гранитизации. Этому процессу способствуют повышенные значения теплового потока, наблюдаемого в этих районах. На отдельных участках (Южно-Охотская, Япономорская, Командорская и Алеутская впадины) гранитный слой отсутствует или значительно сокращен в мощности (Курильская дуга).

В общем наблюдается определенная закономерность в изменении характера гранитного слоя по направлению от Азиатского материка к океану. Уменьшается мощность, возраст образований, слагающих гранитный слой, становится более молодым, породы — менее метаморфизованными.

Следовательно, наблюдается определенная закономерность в формировании земной коры, что отражено в характере распространения гранитного слоя. Развитие Тихоокеанского подвижного пояса, по крайней мере в пределах рассматриваемого его сегмента, устанавливается с позднепротерозойского (рифейского) времени. На протяжении этого длительного периода (почти 1,5 млрд. лет) положение пояса на границе материка и океана было примерно постоянным, что, очевидно, определяло высокую интенсивность протекающих в этом регионе тектонических процессов. В пределах пояса развитие земной коры шло в общем в сторону образования континентальной коры, хотя этот процесс периодически осложнялся новообразованием участков коры, по строению близких к океанической.

В формировании земной коры здесь выделяются несколько этапов (см. рис. 1). В течение байкальских этапов тектогенеза возник фундамент континентальной части Дальнего Востока (кроме Сихотэ-Алиня?) и Кореи, а также юго-западной части Японского моря, вероятно включая возвышенность Ямато. В байкальский этап тектогенеза было сформировано гранито-гнейсовое основание остальной части Японского моря и значительной части Японских островов и, вероятно, Центрально-Охотского поднятия. Граница океан-материк устанавливается вдоль восточного края массива Хида (Япония), далее прослеживается вдоль Сихотэ-Алиня и ограничивает с юга Центрально-Охотское поднятие, затем через центральную часть Камчатки (где наблюдаются выходы древних метаморфических толщ) уходит в пределы Анадырской впадины. На остальной площади условия были, скорее всего, океанические.

В следующий этап (герцинский) тектогенеза происходило наращивание земной коры новыми геосинклинальными комплексами, которые в дальнейшем были метаморфизованы до фации зеленых и глаукофановых сланцев. Характерно внедрение большого количества кислых интрузивов. Вероятно, что в это время геосинклинальные условия распространились и в пределы о. Сахалин, формируя складчатое его основание. Возможно, что именно породами этого этапа геосинклинального развития сложена нижняя часть гранитного слоя ( $V_T = 6,0—6,2$  км/сек), отчетливо прослеживаемого в пределах Японо-Сахалинской островной дуги и на Камчатке. В этот этап, по-видимому, началось образование фундамента Алеутской островной дуги.

Герцинские геосинклинали, заложенные на окраине области байкальской консолидации, накладывались своей внешней частью на океаническую кору. Граница материк-океан сместилась к востоку и проходила вдоль восточных окраин Японских островов, западного борта Южно-Охотской впадины (герцинские структуры, по-видимому, окаймляли в это время с юго-востока Центрально-Охотское поднятие) и ограничивала с востока Камчатку, а с юга Алеутские острова.

В мезозойский этап тектогенеза были сформированы новые структуры земной коры. Было образовано складчатое основание большей части Курильской островной дуги. На территории внутренней зоны Японии мезозойский этап тектогенеза сыграл окончательную роль в консолидации земной коры. Во внешней зоне (Симанто, Хидака) и на Сахалине в мезозойский этап развития продолжалось геосинклинальное прогибание, начавшееся еще в палеозое, с накоплением мощных (свыше 10 км) толщ вулканогенно-осадочных пород эвгеосинклинального типа. В последующем эти породы были частично метаморфизованы и смяты в складки. В целом мезозойский этап развития способствовал увеличению мощности земной коры, верхняя часть гранитного слоя которой ( $V_T = 5,1—5,6$  км/сек) сложена породами верхнего палеозоя и мезозоя и имеет мощность на Сахалине 7 км и в Японии до 10 км.

Геосинклинальные прогибы в позднем палеозое и мезозое в большей своей части закладывались на океанической коре, что способствова-

до увеличению площади континентальной коры. Граница материк-океан проходила вдоль восточного края распространения гранитного слоя.

Следующий, кайнозойский этап тектогенеза выразился в образовании новых геосинклинальных прогибов, заложенных по периферии материка. Но этот этап сопровождался новыми процессами, в частности, формированием глубоководных впадин, лишенных гранитного слоя. Начало этих процессов устанавливается со второй половины мела. К концу мела намечилось образование Южно-Охотской, Алеутской впадин и впадины Дерюгина, где мощность верхнемеловых осадков примерно определяется в 2 км (Лившиц и др., 1971; Исаев, 1968; Марков и др., 1967). Вероятно также, что в это время начался формирование и Япономорской впадины, где последними сейсмическими работами (Murauchi et al., 1967) установлен слой с  $V_r = 4,8$  км/сек мощностью 0,5 км.

Возможно, что формирование этих впадин было связано с заложением глубинных разломов на площадях, испытывавших перед тем длительное сводовое поднятие и размыв с растяжением и последующим погружением земной коры в пределах этих зон. Эти явления и их возможная роль в процессах океанизации недавно были рассмотрены одним из авторов (Хайн, 1969). Во вторую половину кайнозойской эры процесс погружения обширных участков ранее существовавшей суши проявился наиболее ярко. Образовались крупные морские бассейны — Японский, Охотский и Берингов — на месте консолидированной в разное время континентальной земной коры. Мощность осадков в наиболее древних впадинах достигла 5—6 км. Одновременно происходило формирование глубоководных прогибов, внешней частью наложенных на кору океанического типа. Весь этот процесс сопровождался интенсивной вулканической деятельностью, протекавшей в окаймляющих эти впадины островных дугах. Следовательно, в кайнозойский этап тектогенеза геосинклинальный процесс преобразования океанической коры в материковую был осложнен обратным процессом новообразования океанической коры.

Определенную и, вероятно, существенную роль в этом процессе океанизации играло рифтообразование. Отнюдь не случайно Северо-Япономорская впадина расположена на прямом продолжении Пхеннамского грабен-прогиба Северной Кореи, обладающего структурой «разбитой тарелки». Далее в том же северо-восточном направлении простирается также «безграничная» Южно-Охотская котловина, а на находящемся в промежутке между ними о. Хоккайдо также, видимо, не случайно получают максимальное развитие внедрения гипербазитов, хотя их простираение прямо противоположно простираению впадин. Южно-Япономорская впадина лежит на продолжении другого грабен-прогиба (авлакогена, рифта) Кореи — Окчхонского, в то время как возвышенность Ямато, видимо, представляет собой продолжение горста, разделяющего Пхеннамский и Окчхонский прогибы. Рифты представляют собой крупные, регионального и планетарного масштаба раздвижки, и, следовательно, можно видеть определенное рациональное зерно в представлениях П. Н. Кропоткина и К. А. Шахартовой (1965) и И. И. Берсенева (1970) об образовании впадины Японского моря в результате отодвигания Японских островов от Азиатского материка. Однако действительные масштабы растяжения, вероятно, заметно меньше предполагаемых этими исследователями, ибо его нельзя распространять на всю площадь акватории.

Как уже справедливо отмечал В. В. Белоусов (1968), переходная зона северо-западной части Тихого океана действительно представляет собой область борьбы двух тенденций: разрастания континентальной коры и ее уничтожения, океанизации в основном путем рифтообразования и метаморфогенного перерождения по соседству с рифтами.

Первая тенденция преобладала на протяжении неогена и выразилась в последовательном заложении новых геосинклиналей на стыке конти-

нентальной и океанической коры, в нарастании в их пределах сначала базальтового, а затем гранитного слоев коры с продвижением края континента к востоку и возобновлением в новой пограничной зоне геосинклинального процесса (см. рис. 1). Вторая тенденция — океанизации получила преобладание только в кайнозойе, но было бы неправильным считать, что она не проявлялась раньше. Сихотэалинская и Сахалинская геосинклинальные системы возникли в палеозойское время не на самом краю континента, а в пределах области эпибайкальской консолидации.

#### Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геология, № 9, 1964.
- Берсенев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1969.
- Берсенев И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. В сб. «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1970.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса. В кн. «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». Изд-во «Наука», 1968.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР. Тр. XX сессии Междунар. геол. конгр., т. 2, 1957.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 3, 1968.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. Изд-во «Наука», 1966.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Гостехиздат, 1955.
- Егоров А. Е. О возрасте метаморфического комплекса Сахалина. В сб. «Метаморфические комплексы острова Сахалина». Труды СахКНИИ, в. 22, Южно-Сахалинск, 1969.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В., Лившиц М. Х., Трескова Ю. А. Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. В кн. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». Изд-во «Наука», 1969.
- Исаев Е. Н. Глубинное строение островных дуг на примере северо-западной части Тихого океана. Автореф. канд. дис. М., 1968.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1963.
- Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Лившиц М. Х., Милашин А. П., Снеговский С. С., Туезов И. К. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины и залива Терпения по сейсмическим данным. В кн. «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей». Изд-во «Наука», 1971.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, № 2, 1970.
- Марков М. С., Аверьянов В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Минато Т., Фунахаси Т., Гораи М. Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ. Изд-во «Мир», 1968.
- Милашин А. П., Сиплатов В. А., Юнов А. Ю. и др. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива. Геотектоника, № 1, 1970.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Попов Ю. Н. Области сноса и седиментации Верхояно-Колымской геосинклинали в пермский период. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1945.

- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры. В сб. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». Изд-во «Наука», 1968.
- Ривощ Л. А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. Геология и геофизика, № 5, 1964.
- Родников А. Г. Фундамент островных дуг Дальнего Востока. В кн. «Проблемы мирового океана». Изд-во МГУ, 1970.
- Сергеев К. Ф. Геологическая история Курильской островной дуги в мезозое. В сб. «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1969.
- Смирнов А. М. Активизированные зоны сочленения Сибирской и Китайской платформ и некоторые закономерности процесса активизации. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», 1966.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Камчатского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. В сб. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». Изд-во «Наука», 1969.
- Гулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. В сб. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». Изд-во «Наука», 1969.
- Удinceв Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, вып. 22, 1957.
- Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 2, 1968.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. Вестн. МГУ, № 1, 1968.
- Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. Геотектоника № 3, 1969.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В кн. «Островные дуги». Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Чемехов Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 89, вып. 3, 1957.
- Чиков Б. М., Юнов А. Ю., Беляев И. В. Строение акваторий Охотского моря и его соотношение со складчатыми комплексами побережий. Геология и геофизика, № 1, 1970.
- Шейнманн Ю. М. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли. Докл. АН СССР, т. 124, № 4, 1958.
- Яншин А. Л. (ред.) Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Dietz R. S. Continent and Ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, No. 4779, 1961.
- Eardley A. J. Structural geology of North America. 2 ed., Harper and Row, 1962.
- Murauchi S., Den N., Asano S., et al. Crustal structure of the Japan Sea derived from the deep sea seismic observations. J. Phys. Earth, v. 72, No. 6, 1967.
- Nozawa T. Isotopic Ages of Hida metamorphic Belt. J. Geol. Soc. Japan, v. 74, No. 8, 1968.
- Shor G. G. Structure of the Bering Sea and Aleutian Redge. Marine Geol., No. 1, 1964.
- Stone D. B. Geophysics in the Bering sea and surrounding areas. Tectonophysics, v. 6, No. 6, 1968.

Межведомственный геофизический комитет  
Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
4 июня 1970 г.

УДК 551.243.6 : 552.322.2 (470.22)

Н. В. ГОРЛОВ

**ОСОБЕННОСТИ РАСКРЫТИЯ ТРЕЩИН РАСТЯЖЕНИЯ  
(НА ПРИМЕРЕ ЖИЛЬНЫХ ПОЛОСТЕЙ ПЕГМАТИТОВ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ)**

Рассматриваются морфология и структурная обстановка трещин растяжения в беломорской гнейсовой толще докембрия. Трещины растяжения генетически связаны с развитием поперечных сводовых перегибов крупных (1,5—5 км) антиклинальных складок. Установлено, что ранняя стадия формирования трещин растяжения состояла в образовании в узкой зоне параллельных изолированных мелких трещин в относительно неподатливых слоях или прослойках. Дальнейший рост этих трещин сопровождается кулисообразными заходами их концов друг за друга. Объединение мелких трещин в крупную происходит в результате разрушения межкулисных перемычек по второстепенным трещинкам скалывания. Образование крупных трещин нередко сопровождается незначительными вертикальными смещениями пород вдоль них.

Динамика, кинематика и особенности строения трещин растяжения рассмотрены с различной детальностью в многочисленных трудах (Пэй, 1939; Биллингс, 1949; Белоусов, 1954; Ажгирей, 1956; Ситтер, 1960; Гзонский, 1963; Хиллс, 1967; др.). В предлагаемой статье наряду с общезвестными описываются ранее не обсуждавшиеся специфические элементы строения трещин растяжения. В связи с тем, что своим появлением они запечатлевают важные в генетическом отношении моменты раскрытия трещин растяжения, автор использует их в своей попытке воссоздать последовательность образования последних.

Объектом исследования являлись трещины растяжения в гнейсовой толще беломорид Балтийского щита, вмещающие пегматиты, разрабатываемые на мусковит и керамическое сырье<sup>1</sup>. Следует отметить, что принадлежность пегматитоносных жильных полостей к трещинам растяжения некоторыми исследователями Беломорья оспаривается. Между тем знание истинного генезиса полостей прямым образом связано с задачами практики, так как способствует правильной оценке морфологии и размеров жильных тел и их зон, а также позволяет ответить на вопрос: где и как искать новые месторождения пегматитов. Решение этой последней задачи облегчается приуроченностью пегматитоносных трещин растяжения к характерным складчатым формам, что может быть использовано в качестве надежного критерия при поисках новых месторождений пегматита.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ,  
ПРИНАДЛЕЖАЩИХ К ТРЕЩИНАМ РАСТЯЖЕНИЯ**

Одной из особенностей жильных полостей пегматитов Беломорья, указывающей на принадлежность их к трещинам растяжения, является отсутствие вдоль них заметных смещений. Другая морфологическая осо-

<sup>1</sup> Трещины растяжения, выполненные межбудинными пегматитами, в настоящей работе не рассматриваются.

бенность полостей состоит в ступенчатом строении их стенок. Ступенчатость может быть симметричной, несимметричной и параллельной. Симметричная ступенчатость отличается тем, что выступы и углубления одной стенки полости зеркально повторены выступами и углублениями противоположной стенки (рис. 1, а). Ступенчатость является несимметричной, когда такого совпадения не существует. Частный случай несимметричной ступенчатости — такой, когда ступенчатым строением отличается одна

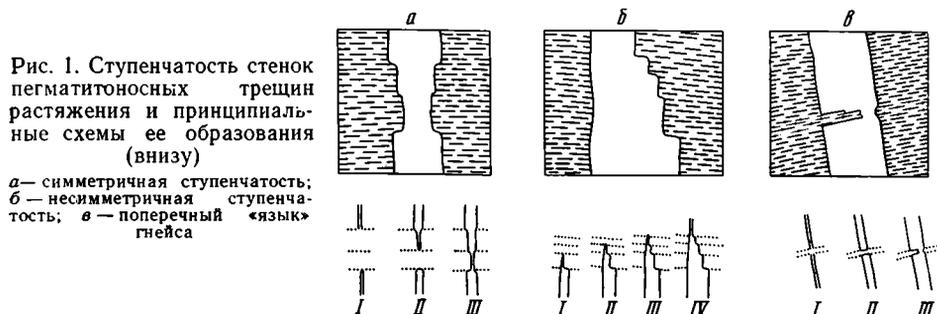


Рис. 1. Ступенчатость стенок пегматитовых трещин растяжения и принципиальные схемы ее образования (внизу)

а — симметричная ступенчатость; б — несимметричная ступенчатость; в — поперечный «язык» гнейса

из стенок полости, тогда как противоположная представлена относительно ровной поверхностью (рис. 1, б). Иногда в жильной полости можно встретить узкие поперечные выступы, чаще имеющие несимметричный характер (рис. 1, в).

Параллельная ступенчатость выражена тем, что выступ на одной стенке полости соответствует углублению на противоположной стенке и наоборот. Если попытаться мысленно совместить противоположные стенки таких жильных полостей, то обычно точного совпадения по шву не достигается, что связано с дополнительными деформациями в выступах.

Симметричная и несимметричная ступенчатость полостей обусловлена механической неоднородностью разрываемой пачки пород в обстановке растяжения, направленного почти параллельно поверхности слоистости. В условиях такого растяжения разрыв (отрыв по В. В. Белоусову) осуществляется неодновременно во всех пластах пачки пород. Первыми испытывают разрыв наиболее жесткие (хрупкие) слои или прослойки, затем последовательно все менее и менее жесткие (более пластичные) слои. В промежуток времени между нарушениями сплошности двух смежных слоев менее жесткий пласт испытывал деформацию вязкого растяжения.

Последовательность образования различного типа ступенчатости в стенках полостей представлена на принципиальных схемах (см. рис. 1).

Как следует из изложенного, трещину растяжения на стадии зарождения и ранних стадиях развития следует представлять не в виде сплошной плоскости, а как состоящую из разобренных разрывов в относительно более хрупких прослоях. Параллельная ступенчатость стенок полостей образуется в результате частных смещений места разрыва в смежных прослоях разрываемой пачки пород. Возможно, что смещения связаны с пластовыми дифференциальными скольжениями в пачке, подвергшейся растяжению.

Исключительную ценность для понимания механизма формирования жильных полостей имеют косые («диагональные») перемычки вмещающих пород, соединяющие противоположные стенки трещин. На рис. 2 изображены наиболее распространенные разновидности таких ориентированных под острыми углами к стенкам полости перемычек. Если перемычка сплошная, то по сути дела она разделяет две самостоятельные жильные полости, имеющие кулисное расположение (рис. 2, а). Образо-

вание таких перемычек нельзя объяснить ничем иным, как перпендикулярным к стенкам раздвижением (разверзанием) двух трещин, кулисообразно заходящих одна за другую своими концами, подобно тому, как это изображено на принципиальной схеме, сопровождающей зарисовки. В результате такого раздвижения перемычка деформируется; совместно с ней деформацию испытывает и слоистость гнейса в перемычке.

На рисунках 2, б и 2, в изображены перемычки, разрушенные одна в основании, другая в срединной своей части. Разрушение перемычек также обязано раздвижению полостей перпендикулярно к их стенкам.

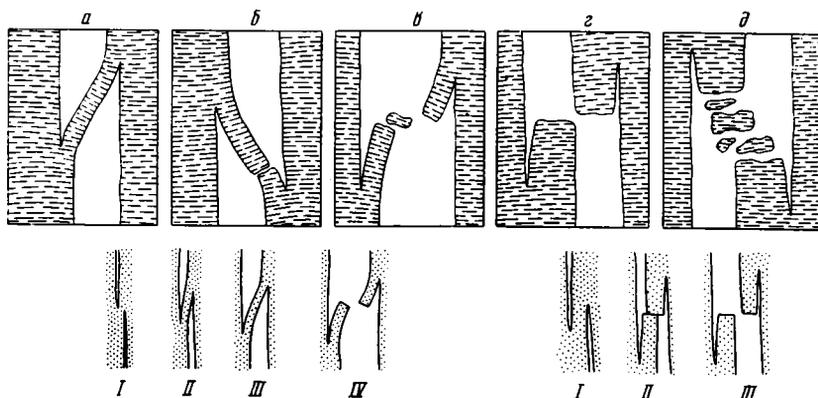


Рис. 2. Перемычки между кулисообразно заходящими друг за друга концами растущих трещин растяжения и их деформация

а — диагональное положение пластично деформированной перемычки; б, в — разрушенные диагональные перемычки; г, д — перемычки, разрушенные второстепенными трещинами скалывания («скольжения»). Внизу помещены принципиальные схемы слияния кулисообразных трещин

В результате нарушения целостности перемычки жильные полости сливаются в единую полость, имеющую наибольшую мощность в месте слияния.

Рисунки 2, г и 2, д, как и предыдущие два, иллюстрируют разрушение перемычек гнейсов в концах жильных полостей, кулисообразно заходящих друг за друга. Различие состоит в том, что в этих последних случаях разрушение перемычек не сопровождается их заметной пластической деформацией, что, по-видимому, связано со значительной толщиной перемычек. В результате слияния полостей по разрушенной перемычке образуется единая полость с характерным коленообразным изгибом в месте сочленения. Этот участок интересен в двух отношениях. Во-первых, в этом месте объединенная полость имеет наибольшую ширину (жила — наибольшую мощность). Во-вторых, здесь может быть замерена величина раздвижения объединенной жильной полости, вызванного разрушением межкулисообразных перемычек. Можно к этому добавить, что характер смещения разобщенных в этом месте частей перемычки с исключительной наглядностью указывает на зависимость разрушения последней от растяжения, направленного перпендикулярно к стенкам полости.

Образование диагональных перемычек — одно из следствий зарождения трещин растяжения в форме разобщенных мелких разрывов, поражающих различные части разреза, и затем при своем росте объединяющихся в единую крупную полость. Наличие перемычек говорит о том, что эмбриональные трещины не ложатся строго в одну единую плоскость или поверхность, а образуют в совокупности узкую зону. На примере перемычек, изображенных на рис. 2, можно говорить об удивительной параллельности этих первоначально самостоятельных полостей. Это не

означает вместе с тем, что в простирании, в углах падения как эмбриональных трещин, так и трещин, оформившихся уже в более или менее крупные полости, не существует отклонений. Механизм сочленения таких полостей близок к рассмотренному, хотя и несет некоторые специфические черты.

На рис. 3, а изображено сочленение двух полостей, угол падения которых отличается друг от друга на  $10^\circ$ . Как можно видеть, оно близко к сочленению параллельных кулис — полостей, разделенных сравнительно широкой перемычкой гнейсов (рис. 2, г, д). Отличие состоит в том, что

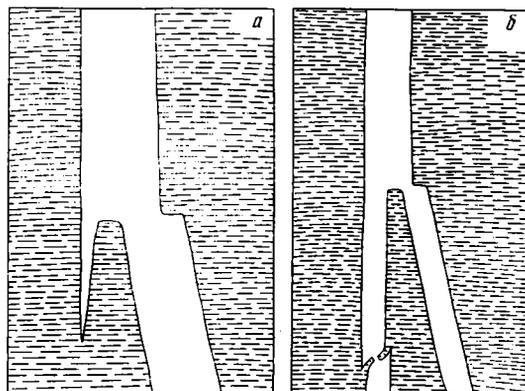
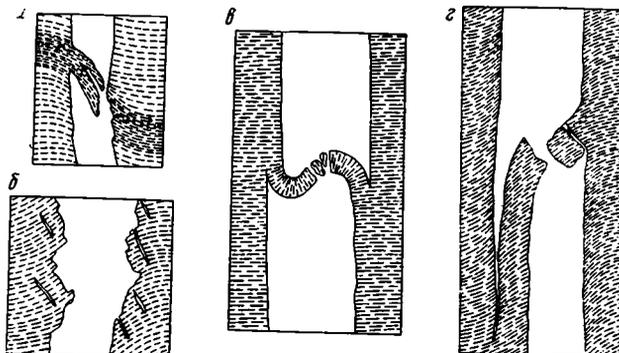


Рис. 3. Слияние растущих трещин растяжения, ориентированных не параллельно друг другу

а — разрушение перемычки между концами трещин, различающихся величиной угла падения; б — приращение одной полости к другой

Рис. 4. Деформации вдоль трещин растяжения, связанные с продольным скольжением

а — флексурный изгиб поперечного «языка» гнейсов; б — флексура вдоль трещины с параллельной ступенчатостью стенок; в — S-образный изгиб диагональной перемычки, образованной проседанием левого блока; г — развитие трещины растяжения (со слиянием промежуточных трещин в результате разрушения диагональной перемычки) по флексуре. Первые две зарисовки — Ю. Е. Рыцка, последняя — Ю. Н. Аксенова



перемычка разрушается не в срединной своей части, а в том ее конце, где она имеет наименьшую мощность. Механизм этого явления может быть представлен следующим образом. Образовав кулису с растущей вниз вертикальной полостью, наклонная полость при своем росте вверх все более и более приближается к вертикальной полости. В той точке, где постоянно действующая сила растяжения сравняется с пределом прочности межкулисной перемычки и превысит его (последняя сузится до критической толщины), произойдет разрушение перемычки. Следствием этого будет раздвижение объединенной полости на ширину, обеспечивающую частичную или полную компенсацию растягивающего напряжения. Одновременно осуществляется удлинение полости по горизонтали и вертикали. Подобный механизм сочленения свойствен не только эмбриональным трещинам растяжения. В зонах развития пегматитовмещающих полостей растяжения можно наблюдать аналогичный способ сочленения жил, достигших значительной длины (рис. 3, б).

Пегматиты северо-западного Беломорья нередко размещены в таких полостях, которые наряду с морфологическими признаками разрывного происхождения несут элементы, отражающие скальвающие движения, т. е. смещения, параллельные жильному телу. Наиболее распространенная особенность таких полостей — флексурное подгибание гнейсов в контактах жильных тел. Флексурное подгибание испытывают выступы, перемычки и «языки» гнейсов, т. е. такие элементы жильных полостей, которые характеризуют их как трещины растяжения. Этими флексурами и фиксируются относительные перемещения блоков параллельно трещине.

При взгляде на рис. 4, а, принадлежащий Ю. Е. Рыцку (1959), можно видеть, что флексурный изгиб поперечного языка наиболее пластичного прослоя, как и флексура гнейсов вдоль стенки разрыва, — деформация, вызванная погружением правого (или поднятием левого) блока. Превышение длины «языка» над шириной полости свидетельствует о том, что раздвижение полости и проседание блока осуществлялись одновременно. Аналогичным способом происходило раскрытие жильной полости, изображенной на рис. 4, б, принадлежащем тому же автору. Ступенчатое строение стенок этой полости является признаком формирования ее как трещины растяжения. Опусканию, в соответствии с рисунком, подвергся левый блок гнейсов.

Не вызывает затруднений выяснение образования S-образного изгиба перемычки гнейсов, представленной на рис. 4, в. Такой изгиб есть не что иное, как флексурное усложнение (за счет смещения вдоль полости) обычной диагональной перемычки, образующейся, как отмечалось в предыдущем разделе, при росте двух кулисообразно расположенных трещин растяжения (рис. 2, а, в). Опущенным на рис. 4, в является левый блок.

Даже простое сопоставление величин смещений, перпендикулярного и параллельного стенкам рассмотренных полостей (рис. 4а, б, в), указывает на то, что руководящим механизмом их образования является механизм растяжения, или, говоря иначе, раздвижение, перпендикулярное к стенкам трещины. Действительно, во всех примерах смещения вдоль трещин являются по своей величине слишком незначительными, чтобы обеспечить раздвижение стенок трещин на расстояния, близкие по величине этим продольным смещениям. Последние могут иметь сбросовый, сдвиговый или сбросо-сдвиговый характер.

О принадлежности рассмотренных полостей к трещинам растяжения говорит и тот факт, что во многих жилах, где установлены подобные структуры, на значительных интервалах их длины параллельные смещения не устанавливаются.

Из изложенного следует, что вопреки мнению некоторых исследователей, в частности Ю. Е. Рыцка, наличие на трещине признаков скольжения далеко не всегда можно принимать за доказательство того, что она является трещиной скальвания. «Усилие могло быть растягивающим, а скольжение стенок одной относительно другой могло быть последующим явлением (Биллингс, 1949, стр. 143). В геологической литературе трещины растяжения со скольжением упоминаются неоднократно. К ним относятся, например, трещины отрыва, переросшие в незначительные по амплитуде сбросы в куполовидных поднятиях, образованных вертикальными силами (Белоусов, 1954), сбросы по трещинам растяжения, создающие структуры типа «битой тарелки» в ядрах диапировых куполов (Борисов, Буялов, 1938), сбросы на основе трещин отрыва, поперечные к крупным линейным антиклиналям (Филиппов, Шойхед, 1968) и т. д.

Другой разновидностью трещин отрыва со скольжением являются трещины растяжения, развивающиеся по трещинам скальвания. Пример такого рода жильной полости, с незначительной амплитудой продольного смещения, изображен на рис. 4, г. На нем можно видеть, как знакомый

нам механизм разрушения перемычки между концами кулис-полостей растяжения осуществляется по уже подготовленной флектуре в виде пластической деформации скалывания.

По мнению Г. Д. Ажгирея (1956), такая категория разрывов весьма распространена. В стадию растяжения трещины скалывания, амплитуда смещений вдоль которых варьирует в широких пределах, разверзались, становясь типичными трещинами растяжения. На этом этапе уже не было перемещений вдоль трещин и движение было ориентировано только в направлении, приблизительно поперечном относительно трещины.

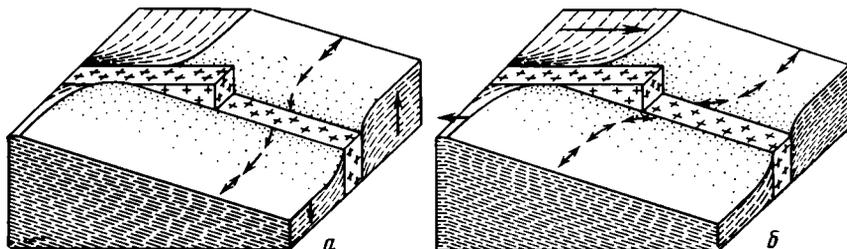


Рис. 5. Блок-диаграммы, иллюстрирующие деформацию слоистости и линейности у жильных трещин с продольным смещением:  
*а* — при вертикальном смещении блоков; *б* — при горизонтальном смещении блоков (см. текст)

Определению направления смещения вдоль пегматитовых жил, залегающих в гнейсовых толщах, может способствовать анализ геометрических взаимоотношений плоскости жильного тела с линейными и плоскостными текстурами вмещающих пород в околожильных зонах. На блок-диаграммах (рис. 5) изображена деформация слоистости и линейности в контактах жильного тела при вертикальном и горизонтальном смещении блоков пород вдоль жильной полости. На блок-диаграмме 5, *а* ближний к читателю блок испытал вертикальное погружение. Оно сопровождалось образованием флексурного изгиба слоистости гнейсов, ось которого лежит горизонтально, и постепенным увеличением угла погружения линейности от горизонтального до почти вертикального при сохранении прежнего азимута ее простирания. Блок-диаграмма 5, *б* иллюстрирует образование флексурного изгиба слоистости при горизонтальном смещении блоков вдоль жильного тела (ближний блок сдвинут влево). Этот изгиб внешне ничем не отличается от образованного вертикальным смещением. Однако, что касается линейности, то ее деформация, в связи с вертикальным положением оси флексуры, носит иной характер: азимут простирания линейности испытывает последовательное изменение от перпендикулярного до почти параллельного жильной плоскости; угол же падения остается неизменным — линейность сохраняет горизонтальное залегание. В более сложном случае, при сбросо-сдвиговом характере смещения блоков, изменяться будет и простирание, и угол погружения линейных текстур.

#### ПОЛОЖЕНИЕ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ТРЕЩИН РАСТЯЖЕНИЯ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ ГНЕЙСОВОЙ ТОЛЩИ

Крупные трещины растяжения, используемые пегматитами, поражают в среднемасштабной складчатой структуре гнейсовой толщи такие участки, в пределах которых породы отличаются пологим, до горизонтального, залеганием. По данным структурного картирования беломорской серии, они обнаруживают отчетливую приуроченность к ядерным частям и крыльям крупных (2—5 км шириной) антиклинальных складок. Обычно трещины растяжения группируются в местах сводовых и ступе-

невидных перегибов шарниров этих складок, имеющих вид полных (брахиантиклинали) и неполных (участки выполаживания шарнира) периклинальных структур.

Жильные полости занимают, как правило, поперечное положение по отношению к шарнирам осложненных такими структурами антиклинальных складок, что наблюдается как в плане, так и в продольном к складке вертикальном разрезе. В ядерной части свода, где шарнир лежит горизонтально, жилы падают почти строго вертикально. По ту и другую

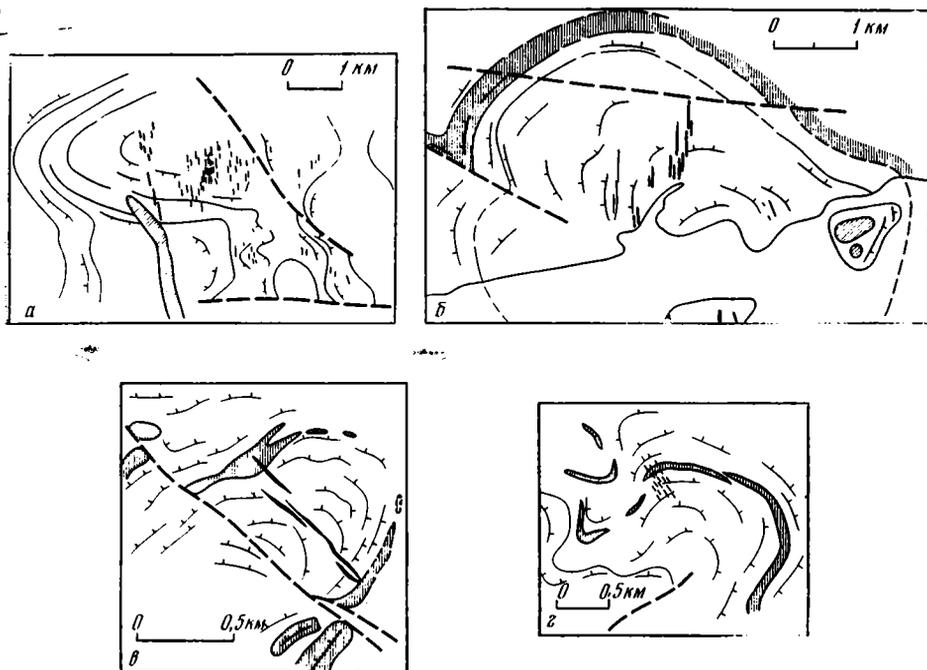


Рис. 6. Структурные схемы месторождений пегматитов

а — Карельского; б — Северолоухского; в — Сукшисельгинского; г — Постельноозерского. Подавляющее большинство пегматитовых тел этих месторождений размещено в трещинах растяжения. Вертикальная штриховка — амфиболиты, косая — габброиды

сторону от ядра, где погружение шарнира антиклинали направлено в противоположные стороны, падение жил имеет близкое к радиальному положение относительно центра дуги свода. Характерно, что в тех периклинальных структурах, где возникновение пегматитоносных трещин растяжения сопровождалось вертикальными смещениями, проседание, за редкими исключениями, испытывали те блоки, которые расположены ближе к апексу свода. Амплитуда опускания каждого блока является весьма малой, и сумма их отражает незначительное проседание ядерной части свода. Это явление объясняется, по-видимому, заметным уменьшением в ядерной части свода мощности слоев, подстилающих разрываемый пласт, в результате их вязкого растяжения.

В длину трещины растяжения (вмещающие пегматиты) достигают 400—500 м, но нередко измеряются десятками метров. Иногда они образуют кулисного строения зоны, протягивающиеся на 700—800 м. Длина крупных жил и в особенности жильных зон значительно превосходит их глубину, что объясняется общим пологим залеганием пласта (или пачки пород), подвергшегося разрыву сплошности.

На рис. 6 в схематическом виде представлено строение наиболее типичных месторождений, в которых пегматиты используют трещины растяжения. Более подробные сведения о некоторых из них можно найти в опубликованных работах (Горлов, 1960, 1962).

Приуроченность пегматитовмещающих трещин растяжения к сводовым перегибам антиклинальных складок, закономерная их ориентировка по отношению к главным элементам последних, ступенчатый характер строения трещин и наличие внутри трещин своеобразных перемычек вмещающих пород — все это, вместе взятое, позволяет со значительной долей достоверности представить условия их роста и раскрытия. Общее направление процесса формирования жильной полости растяжения укладывается в следующую схему.

Условием образования трещин (полостей) растяжения явилось возникновение мощных, параллельных шарниру антиклинали растягивающих напряжений на участке, где антиклиналь осложнялась поперечным перегибом<sup>1</sup>. Местом зарождения трещин является ядерная часть антиклинали, которая при поперечном изгибе складки испытывает наибольшее растяжение. Естественно, что здесь раньше, чем в других частях складки, силами растяжения был превзойден предел прочности отдельных прослоев деформируемой пачки пород. Формирование разрыва начинается с образования эмбриональных трещин растяжения, растущих из жестких (компетентных) слоев и ориентированных перпендикулярно к действующей силе. Они дают начало узкой зоне внутриформационных разрывов, занимающей перпендикулярное положение к шарниру антиклинали.

За первыми трещинами, параллельно им, по ту и другую сторону от ядра, на крыльях складки возникают новые изолированные друг от друга трещины, продолжающие прямолинейную зону разрывов.

В дальнейшем происходит рост каждой трещины как в длину, в обе стороны, так и по падению, вверх и вниз. В процессе роста навстречу друг другу трещины, лежащие в одной плоскости, сливаются, что сопровождается резким раздвижением стенок и удлинением объединенной полости. Более сложный путь проходит объединение полостей, не лежащих в одной плоскости.

При росте навстречу друг другу параллельных, но не попадающих в одну плоскость каких-либо двух трещин, наступал момент, когда концы их начинали кулисообразно заходить один за другой, сохраняя прежнее простираение. С этого момента дальнейший рост трещин способствовал резкому уменьшению прочности междутрещинного участка, снижал способность сопротивления последнего силам растяжения. Слабым звеном здесь оказывалась растущая в длину перемычка гнейсов, заключенная между концами трещин кулис. Если она была узкой, то с определенного момента испытывала пластический изгиб (а в дальнейшем, часто и разрыв) в связи с тем, что процесс самостоятельного расширения и удлинения каждой отдельной кулисы сменился процессом их совместного расширения и роста. В крупной единой (иногда только в механическом смысле) трещине растяжения узкая перемычка принимает диагональное положение, соединяя одну стенку новой полости с другой. Если перемычка относительно широкая, то самостоятельный рост трещин-кулис под воздействием сил растяжения будет продолжаться до тех пор, пока в результате взаимного захода трещин одна за другую не будет превзойден предел прочности перемычки. В этом случае объединение трещин-кулис в единую полость происходит в результате разрушения перемычки по второстепенным трещинам скалывания.

Объединение первичных трещин в крупные трещины растяжения примечательно тем, что оно сопровождается перераспределением некомпен-

<sup>1</sup> В субширотных (и северо-восточных) антиклиналях поперечные перегибы возникают либо в результате осложнения их поперечными складками, либо в процессе блоковых (глыбовых) поднятий фундамента беломорской серии (Горлов, 1967).

сированного напряжения с двух трещин на одну. Это приводит к существенному расширению и удлинению объединенной трещины, к возникновению новых кулисообразных заходов трещин одна за другую, к новым слияниям трещин. Процесс объединения полостей и их совместного роста и расширения будет продолжаться до тех пор, пока не будет обеспечена разрядка растягивающих напряжений.

Общее направление развития жильной пегматитовой полости растяжения во многом сходно с последовательностью образования трещин растяжения, полученных экспериментально Е. И. Чертковой на модели, имитирующей образование куполовидной структуры в парафиновом слое путем вертикального штампа. Отличие экспериментальной трещины растяжения от природной состоит лишь в характере объединения мелких кулис в единую полость. В соответствии с экспериментальными данными соединение обязано изгибанию их концов навстречу смежной трещине после того, как трещины-кулисы достаточно глубоко зашли друг за друга (Черткова, 1960). Наши наблюдения за пегматитовыми жилами показывают, что относительная прямолинейность полостей-кулис сохраняется до точек их выклинивания. Соединение же кулис осуществляется посредством разрушения перемычек по трещинкам скалывания. Если перемычка была узкой, она пластично деформировалась, разделяя объединенную плоскость, но нередко также разрушалась.

Представленный нами процесс может несколько осложняться явлениями продольного смещения по трещинам. Обычно момент проседания и сдвигов либо совпадает с моментом объединения трещин растяжения в том числе и трещин-кулис, достигших значительных размеров, либо следует за ним.

#### НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Обнаружение рассмотренных выше морфологических деталей является основанием к отнесению жильной полости пегматитового тела к трещине растяжения. При разработке методики разведки такой жилы, определении ее размеров в морфологии, и попытке оценить общую перспективность участка на обнаружение новых тел пегматита должны быть учтены следующие особенности строения и структурного положения жил этого генетического типа: 1) возможное сложное кулисное строение либо по простирацию, либо по падению, либо и в том и в другом направлениях; 2) резкие колебания мощностей, тупые выклинивания; 3) возможность резких коленообразных изгибов контактовых поверхностей, нередко ошибочно объясняемых пострудной сбросовой тектоникой; 4) зависимость длины жилы или жильной зоны от ширины контролирующей ее антиклинали; 5) возможная значительная ширина площади, на которой могли возникнуть трещины растяжения, зависящая от ширины сводового или ступенчатого перегиба шарнира контролирующей антиклинальной складки.

При анализе перспектив пегматитоносности различных районов северо-западного Беломорья должна быть учтена характерная структурная обстановка пегматитоносных трещин растяжения. Приуроченность их к своеобразным периклинальным складчатым формам следует использовать в качестве надежного критерия в поисках новых месторождений пегматита. Поскольку эти трещины имеют внутриформационный характер, отсутствие пегматитовых жил на уровне современного эрозионного среза ни в коем случае нельзя принимать за признак отсутствия жил в более глубоких горизонтах таких структур.

## Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Б и л л и н г с М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Б о р и с о в А. А., Б у я л о в Н. И. К механике образования грабенов Эмбенских куполов. Нефт. х-во, № 5, 1938.
- Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Г о р л о в Н. В. К вопросу о тектонической локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Г о р л о в Н. В. Структурная локализация кустов пегматитовых жил. Тр. Лабор. геол. докембрия. АН СССР, вып. 14, 1962.
- Г о р л о в Н. В. Структура беломорид. Изд-во «Наука», 1967.
- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
- Р ы ц к Ю. Е. Тектонические условия формирования слюдяных пегматитов месторождения Плотина (северная Карелия), Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 36, вып. 2, 1959.
- С и т т е р Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Ф и л и п п о в Д. П., Ш о й х е д М. А. Некоторые особенности поперечных сбросов Чистяково-Снежнянской синклинали Донецкого бассейна, Геол. ж., № 1, 1968.
- Х и л л с Е. М. Элементы структурной геологии. Изд-во «Недра», 1967.
- Ч е р т к о в а Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., т. 14, вып. 5, 1950.

Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР

Статья поступила  
19 мая 1969 г.

---

УДК 551.243(477)

В. А. КУДЕЛЯ

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ СХЕМА ЮЖНОГО  
И САКСАГАНСКОГО РАЙОНОВ КРИВОРОЖЬЯ**

Дана пофазная характеристика кинематики и динамики складчатых и разрывных нарушений криворожской серии и архейского фундамента с генетической оценкой их, а также показано положение главных нормальных и касательных напряжений и генеральная ориентировка оси максимального сжатия в квадранте сжатия. Выделены глубинная складчатость скальвания (складки коры) и покровная складчатость (складчатость осадочного чехла).

Детальные исследования Криворожья (Белевцев и др., 1962; Семениченко, 1946), выявление конседиментационной гравитационно-стрессовой складчатости, проявившейся на границе средней и верхней свит криворожской серии (Куделя, 1964), и полей покровной складчатости в Южном районе Криворожского железорудного бассейна (Куделя, 1966<sub>1</sub>), а также изучение пород верхней свиты (Доброхотов, Куделя, 1968) — все это дало возможность составить первую тектонофизическую схему этого региона. В основу тектонофизической схемы были положены типы и интенсивность складчатых и разрывных деформаций, развитых в породах криворожской серии и окружающей среде, их последовательность во времени и зональность, относительный динамический график (тектограмма) нормальных напряжений Криворожского железорудного бассейна (Куделя, 1966<sub>2</sub>) и др. На ней отражены только основные черты морфологии (первого и второго, изредка третьего порядков), кинематики и динамики тектонических преобразований. Характеристика деформаций на тектонофизической схеме (рисунок) касается, главным образом, нижнепротерозойского тектонического цикла.

Архейский фундамент, который был уже достаточно жестким, компетентным к началу отложения пород криворожской серии, составляет в описываемом районе нижний структурный ярус, так называемую глубинную складчатость (складки коры). К востоку от Криворожья он представлен массивными равномернозернистыми плагиогранитами, интенсивно трещиноватыми. Существенных признаков пластической деформации эти граниты не несут. В нижнепротерозойском диастрофизме плагиограниты архея принимают участие посредством многочисленных продольных склонов, которые учащаются по мере приближения к полосе глубинного Криворожско-Кременчугского разлома (обнажения по рекам Ингулец, Саксагань, карьеры, горные выработки). Таким образом, кинематическая протерозойская складчатость в архейских породах является складчатостью скальвания преимущественно второй, заключительной фазы криворожского тектонического цикла, когда напряжения достигали максимума (Куделя, 1966<sub>2</sub>). Достаточно выразительны в архейском фундаменте также диагональные и поперечные относительно криворожского простирания системы трещин скальвания. К западу от Криворожья на участке основных швов глубинного разлома пластичность архейского фундамента была выше и обусловила развитие там пластичных сколов. В целом морфотектоника архейского фундамента

ясно вырисовывает синклиналичную структуру Криворожской приразломной зоны.

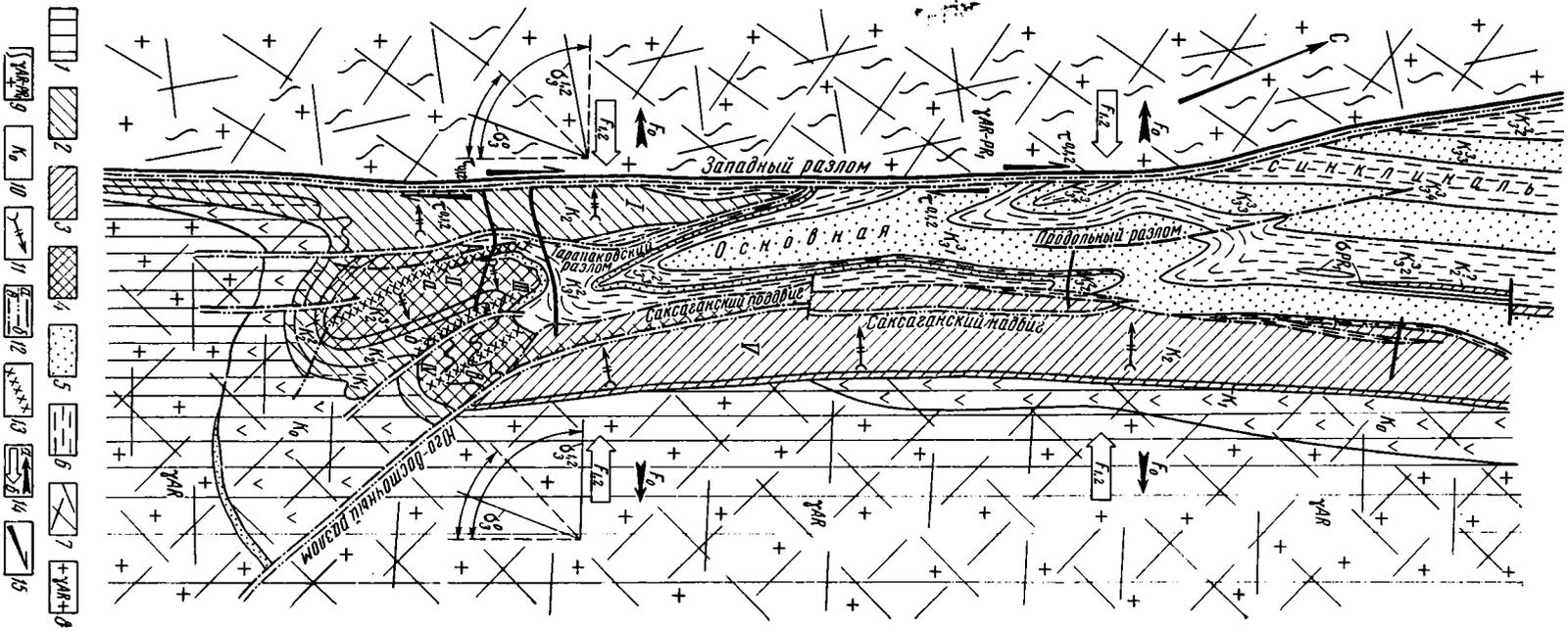
Низы криворожской серии — компетентные породы свит  $K_0$  и частично  $K_1$ , деформированы почти так же, как и архейский фундамент.

В отличие от глубинной складчатости, покровная складчатость (складчатость основной части пород криворожской серии — свиты  $K_2$  —  $K_3$  и частично  $K_1$ ) является в значительной мере автономной по отношению к архейскому фундаменту; деформации характеризуются резкой зональностью и гетерогенностью (Куделя, 1966<sub>1</sub>). Покровная складчатость сформировалась, как минимум, в две тектонические фазы: первую, более слабую, после отложения пород средней свиты криворожской серии и вторую, главную — в конце накопления верхней свиты. Эти фазы создали нижний и верхний структурные подъяруса нижнепротерозойской структурной яруса.

Покровная складчатость первой тектонической фазы в кинематическом отношении представляет собой складчатость послыдного течения. Конседиментационный (по отношению к самым верхам средней свиты) характер ее (Куделя, 1964), первично вертикальная ориентировка осевых поверхностей складок третьего порядка, которые росли в это время в центральной части Криворожского синклинория, и синхронная со складчатостью тектоническая дифференциация пород средней свиты (вариация мощностей нижней, средней и верхней подсвит этой свиты в Южном районе) дали возможность наметить гравитационное (сползание), стрессовое (нагнетание) и промежуточное, гравитационно-стрессовое поля покровной складчатости первой фазы (Куделя, 1966<sub>1</sub>). Благодаря этому была реконструирована динамическая обстановка периода складкообразования и выделены генетические типы складчатости.

В гравитационно-стрессовом поле покровной складчатости показаны динамические оси деформации — участки уравнивания встречных стрессового и гравитационного (точнее, составляющей его, действовавшей по напластованию) векторов напряжений. Пространственно они совпадают с максимумами мощностей подсвит средней свиты в ядре Криворожского синклинория и с участками первично вертикальных осевых поверхностей конседиментационных складок третьего порядка. Как видно из схемы, динамическая ось занимала различное положение в горизонтах средней свиты (с глубиной) и смещалась в пространстве на восток в процессе деформирования за счет упрочнения пород. Разное положение динамической оси по глубине объясняется особенностями физико-механических свойств пород средней свиты: верхние горизонты ее, менее уплотненные к началу деформации, не могли передавать напряжения на значительное расстояние, тогда как нижние, уплотненные больше, несколько лучше (хотя в целом тоже плохо) выполняли эту функцию. Следовательно, «движение масс» осадочного чехла в первую тектоническую фазу было встречным, направленным к оси синклинория: на востоке господствовало гравитационное сползание, на западе — стрессовое нагнетание механически неустойчивых пород.

Вторая, главная тектоническая фаза, которая произошла после отложения пород верхней свиты, по характеру деформации (кинематика, динамика) существенно отличалась от первой. Исследователи Криворожья (Белевцев и др., 1962; Семенов, 1946) считают, что только она создала основные черты современной складчатой морфотектоники Криворожского синклинория — Тарапако-Лихмановскую, Ингулецкую, Саксаганскую антиклинали и Саксаганскую, Западно-Ингулецкую и Восточно-Ингулецкую, переходящую в Основную, синклинали (структуры второго порядка). Однако следует подчеркнуть важность более молодых, в частности герцинских, подвижек по Криворожско-Кременчугскому линеamentу, которые были того же характера, что и заключи-



тельные нижнепротерозойские. Некоторые из складок второго порядка по своему внутреннему строению больше похожи на системы надвинутых и сдвинутых чешуй, чем на «нормальные» пликативные образования.

В пределах структуры первого порядка достаточно четко прослеживается зональность складчатых дислокаций второй фазы — если средняя свита, будучи в это время уже достаточно компетентной, создала параллельную складчатость первого вида (кинематически это складчатость концентрического изгиба), то переслаивание компетентных и некомпетентных горизонтов верхней свиты создало условия для развития в ней подобной складчатости второго вида (изгиб компетентных горизонтов и нагнетание пластичного сланцевого материала в участки пониженного давления).

Во вторую фазу значительного развития достигли разрывные нарушения (Тарапаковское, Екатерининское, Новокриворожское, Юго-восточное, Саксаганские). При этом в ядре Криворожского синклиория в связи с защитной ролью мощной высокопластичной средней сланцевой подсвиты верхней свиты, которая рассеивала деформацию, развитие разломов было ограничено — Продольный разлом (Бакланов, 1965). В первую тектоническую фазу, возможно, уже существовали Тарапаковский (Черновский, 1960) и Саксаганский (Семененко, 1946) надвиги, Западный же разлом связывается с заложением всей Криворожской структуры (Белевцев и др., 1962; Куделя, 1965).

Имеющийся материал по крупным разломам и общему развитию Криворожья дал возможность определить пофазную генетическую природу их. Так, основной шов Криворожско-Кременчугской подвижной зоны на криворожском участке — Западный разлом является структурой растяжения (сбросо-сдвиг) начальной (нулевой) тектонической фазы и структурой сжатия (взбросо-сдвиг) в первую и вторую фазы (Куделя, 1965). Кроме того, во все три тектонические фазы по Западному разлому проявлялось действие вращательной пары сил, накладывающейся на растягивающее или сжимающее региональное поле напряжений (Куделя, 1965, 1966<sub>2</sub>; Тяпкин, 1965). Все остальные разломы в большинстве своем являются продольными и диагональными взбросо-сдвигами 2-й тектонической фазы. Поперечные секущие трещины растяжения выполнены диабазовыми дайками.

Особенности структуры достаточно четко вырисовывают пофазные тектонические поля напряжений Южного и Саксаганского районов

#### Тектонофизическая схема Южного и Саксаганского районов Криворожья

*Глубинная складчатость (складки коры):* 1 — складчатость скальвания (главным образом, второй тектонической фазы).

*Покровная складчатость (складки осадочного чехла):* 2—4 — складчатость послыдного течения первой тектонической фазы; 2 — стрессовое поле («движение масс» на восток); 3 — гравитационное поле («движение масс» на запад); 4 — гравитационно-стрессовое поле; 5—6 — параллельная складчатость первого вида (в пределах средней свиты) и подобная складчатость второго вида (в пределах верхней свиты) второй тектонической фазы; 5 — компетентные горизонты, 6 — некомпетентные горизонты; 7 — главные системы трещин скальвания; 8 — архейский плагногранитный фундамент; 9 — «рама складчатости», интенсивно деформированная в зоне глубинного разлома; 10 — вулканисты начального этапа существования Криворожской подвижной зоны; 11 — направление падения осевых поверхностей складок третьего порядка в породах средней свиты криворожской серии; 12 — разрывные нарушения первого и второго порядков, которые фиксируют растяжение (а), сжатие (б) и действие вращательной пары сил (в); 13 — динамические оси в толщах пород средней свиты криворожской серии во время ее гравитационного сползания в первую тектоническую фазу; 14 — ориентировка нормальных главных напряжений фундамента: а — нулевой фазы, б — первой и второй фаз; 15 — ориентировка касательных главных напряжений.

На схеме обозначены:  $F^0, 1, 2$  — пофазная ориентировка нормальных главных напряжений фундамента;  $\tau^0, 1, 2$  — пофазная ориентировка касательных главных напряжений направление сдвиговых движений;  $\sigma^0, 1, 2$  — пофазная ориентировка осей максимального сжатия генеральных нормальных напряжений; а, б, в — динамические оси в толщах средней свиты криворожской серии во время ее гравитационного сползания в первую тектоническую фазу (а, б — динамические оси в верхней и нижней подсвиты в начале сползания, в — динамическая ось в верхней и средней подсвиты в конце сползания); I—V — складчатые структуры второго порядка: I — Тарапак-Лихмановская антиклиналь, II — Западно-Ингулецкая синклинали, III — Ингулецкая антиклиналь, IV — Восточно-Ингулецкая синклинали, V — Саксаганская полоса. Свиты и подсвиты криворожской серии:  $K_0$  — нулевая свита,  $K_1$  — нижняя свита,  $K_2$  ( $K_2^1, K_2^2, K_2^3$ ) — средняя свита (нижняя, средняя и верхняя подсвиты),  $K_3$  — нижняя подсвита верхней свиты,  $K_3^1, 1, 2, 3$  — средняя подсвита верхней свиты (1, 3 — углисто-сланцевые горизонты, 2 — горизонт доломитовых мраморов),  $K_3^3, 1, 2, 3, 4$  — верхняя подсвита верхней свиты (1, 3 — конгломерато-песчаниковые горизонты, 2, 4 — сланцевые горизонты)

Криворожского бассейна с ориентировкой главных нормальных и касательных напряжений ( $F^0, 1, 2, \tau^0, 1, 2$ ) и пространственным расположением генеральной оси максимального сжатия ( $\sigma_3^0, 1, 2$ ). Оси деформации и напряжений считались грубо совпадающими, за исключением случаев, когда при пульсации напряжений доминировали чисто сдвиговые, и нормальные напряжения, естественно, составляли угол около  $45^\circ$  с направлением тектонических движений.

Общая картина динамики земной коры в Криворожье в нижнем протерозое с учетом его тектограммы (Куделя, 1966<sub>2</sub>) реконструируется таким образом. В начальную тектоническую фазу на данном участке литосферы господствовали пульсирующие субширотное растяжение и субмеридиональная вращательная пара сил. Их пульсирующий характер и взаимодействие обусловили колебание генеральной оси  $\sigma_3^0$  в юго-западном секторе, представляющем собой квадрант сжатия. Ось  $\sigma_3^0$  была вертикальной. В первую тектоническую фазу, когда субширотное растяжение сменилось сжатием такой же ориентировки, ось  $\sigma_3^1$  в квадранте сжатия чаще занимала положение вкрест простирания криворожских структур (и под углом к ним при сдвиге). Ось  $\sigma_3^1$  при этом совпадала с простиранием структуры. Наконец, во вторую тектоническую фазу генеральная ось  $\sigma_3^2$ , как и в первую фазу, была преимущественно субширотной, тогда как ось  $\sigma_3^2$  могла быть и вертикальной, и субмеридиональной. Эшелонированная складчатость Южного района, простирание южной части Основной синклинали, Фрунзенская антиклиналь и др.— все это указывает на то, что величина и значение сдвиговых напряжений в этих местах во вторую фазу играли важную структурообразующую роль. Кстати, именно их влиянием объясняется некоторая переориентация систем скалывания в «раме складчатости», которая ограничивает на западе Криворожский синклинорий. По мере продвижения на север Основная синклираль меняет простирание на северо-восточное, что обусловлено ослаблением сдвиговых напряжений и соответствующим изменением положения главной оси сжатия. Таким образом, вырисовывается зональность тектонического поля напряжений второй фазы.

Таковы основные черты геомеханики пород Южного и Саксаганского районов Криворожского бассейна. Охарактеризованная картина севернее усложняется наложением мощной зоны поперечных деформаций (Девладовский разлом).

#### Литература

- Бакланов Н. И. О геологическом строении верхней свиты Саксаганского района Кривбасса по данным геофизических съемок. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 1 (12), 1965.
- Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Т. 1—2. Изд-во АН УССР, 1962.
- Доброхотов М. Н., Куделя В. А. Геологическое строение ядра Криворожского синклинория. Геол. рудн. месторожд., № 5, 1968.
- Куделя В. А. О конседиментационной складчатости на границе средней и верхней свиты криворожской серии. Докл. АН УССР, № 5, 1964.
- Куделя В. А. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него. Докл. АН УССР, № 1, 1965.
- Куделя В. А. Поля покровной складчатости Южного района Криворожской подвижной зоны. Докл. АН УССР, № 2, 1966<sub>1</sub>.
- Куделя В. А. Динамический график (тектограмма) нормальных напряжений Криворожской подвижной зоны. Докл. АН УССР, № 6, 1966<sub>2</sub>.
- Семеновко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т. 1. Изд-во АН УССР, 1946.
- Тяпкин К. Ф. О сдвиговой тектонике в пределах Криворожья. Докл. АН УССР, № 1, 1965.
- Черновский М. И. Структура сочленения Западно-Ингулецкой синклинали с Тарапако-Лихмановской антиклиналью в Кривбассе. Геол. ж., т. 20, вып. 2, 1960.

УДК 551.24 : 551.835/6 (471.50)

В. А. ДЕДЕЕВ, А. А. СУЛТАНАЕВ

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА**

Изучение формаций Предуральского краевого прогиба показало, что время его заложения и окончание формирования зависит от возраста фундамента на каждом участке. Например, заложение краевого прогиба в Айской впадине, расположенной на архейском фундаменте, произошло в позднем карбоне, а ее формирование закончилось в конце ранней перми. На раннепротерозойском основании (Соликамская впадина) заложение краевого прогиба происходит в начале перми, а формирование ее закончилось в середине поздней перми. Косью-Роговская впадина, где фундамент позднерифейский (?), образовалась в артинском веке, а ее формирование завершилось в конце раннего триаса. Показано, что полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, калийная соль и др.) больше во впадинах, расположенных на более молодых блоках фундамента.

Предуральский краевой или, как его часто называют, предгорный, передовой прогиб является одним из крупнейших в мире. По сравнению с другими подобными структурами он довольно хорошо изучен. Описание отдельных частей прогиба можно найти в работах В. Е. Руженцева (1948), В. Д. Наливкина (1950), П. А. Софроницкого (1961), И. В. Хворовой (1961), А. В. Македонова (1961), Б. Л. Афанасьева и др. (1964), В. И. Богацкого, А. К. Войтовича (1964) и ряда других исследователей. Строение прогиба в целом анализируется в немногих трудах; полнее других — у Н. С. Шатского (1945), Ю. М. Пущаровского (1959), А. А. Богданова и др. (1964).

Авторы не ставят своей целью всестороннее и полное описание краевого прогиба. Освещена и обоснована лишь зависимость времени возникновения и развития его от возраста консолидации фундамента части платформы, прилегающей к геосинклинали. В прямой зависимости с этим находится и время образования внешнего прогиба Уральской геосинклинали, являющегося предшественником краевого. В форме постановки вопроса некоторые из перечисленных ниже положений были ранее изложены одним из авторов (Наливкин, Дедеев и др., 1965).

В основу предлагаемой схемы геотектонического районирования фундамента, как и в большинстве схем тектоники СССР, положен принцип выделения разновозрастных складчатых областей.

Гравимагнитное поле Русской плиты характеризуется развитием обширных областей с мозаичным строением аномалий, разделенных, а часто и опоясанных зонами линейных максимумов и минимумов, которые хорошо коррелируются со складчатыми системами Балтийского, Украинского щитов и Тимана. Следовательно, существование разноориентированных и разнообразных по морфологии и интенсивности зон гравимагнитных аномалий в пределах докембрийских платформ можно принять как основание для расчленения их на разновозрастные комплексы. При этом области с мозаичным строением гравимагнитных полей можно рассматривать в качестве срединных массивов более ранней консолидации (докарельские ядра), а обтекающие их системы полюсовых аномалий — как области приспособления более молодой ка-

рельской складчатости к этим древним массивам (Гафаров, 1963; Наливкин, Дедеев и др., 1965). Подобные структурные соотношения отчетливо видны в обнаженных районах Балтийского и Украинского щитов.

В соответствии с этим в Приуральской части Русской плиты выделяются Камский, Волго-Уральский, Куйбышевский архейские (внутрикарельские) жесткие массивы и опоясывающие их зоны раннепротерозойских (карельских) складчатых структур. Цепи многочисленных основных и ультраосновных интрузий в их пределах фиксируются резко положительными гравитационными и магнитными аномалиями, образующими вытянутые системы, вероятно, вдоль глубинных, разломов (рис. 1).

Северо-восточная граница эпикарельского складчатого фундамента довольно уверенно проводится по резкой смене полосовых положительных магнитных и отрицательных гравитационных аномалий Русской плиты региональными отрицательными магнитными и положительными гравитационными полями Тимана. Юго-восточная граница проводится аналогично, но менее уверенно.

Результаты аэро- и наземных магнитных съемок показали, что основные черты строения аномального магнитного поля в пределах востока Русской плиты, Предуральского краевого прогиба и западного склона Урала являются по существу одними и теми же и в то же время они резко отличаются от аномалий восточного склона Урала. В первом случае простираются основных аномалий субширотные, т. е. перпендикулярные к складчатым структурам Урала, а во втором — меридиональные. Граница между этими зонами проходит по резкой гравитационной ступени (Огаринов, Хатянов, 1962; Наливкин, Дедеев и др., 1965). Отсюда следует вывод, что не только область Предуральского краевого прогиба, но и современный западный склон Урала имеют жесткое архейское и нижнепротерозойское складчатое основание (см. рис. 1). Вдоль этой границы с очень древних времен, по крайней мере с раннепротерозойского, существовал глубинный разлом, проникающий через всю земную кору, что подтверждается данными глубинного сейсмозондирования в районе Свердловска. Этот глубинный разлом проходит вдоль границы Центрально-Уральского (Урал-Тауского) антиклинория и Тагильско-Магнитогорского зеленокаменного синклинория. Он же разделяет Уральскую геосинклиналь на две зоны: внешнюю (миогеосинклинальную) и внутреннюю (эвгеосинклинальную). Следовательно, вся область, расположенная к западу от него, когда-то являлась частью древней Восточно-Европейской платформы. Область расположенная к востоку, представляет собой позднепротерозойскую и палеозойскую эвгеосинклиналь, в пределах которой архей-раннепротерозойское складчатое основание, видимо, отсутствует.

Рифейские миогеосинклинальные метаморфизованные толщи Тимана, Полюдова кряжа, западной части Печорской низменности и Башкирского антиклинория на всем своем протяжении оконтуриваются региональным минимумом магнитного поля, который охватывает и большие пространства, покрытые осадочным чехлом.

Гравимагнитные полосовые аномалии, развитые в восточной части Печорской низменности и на западном склоне Приполярного Урала, отображают внутреннюю структуру рифейской эвгеосинклинали, образованной мощными комплексами пород, насыщенных магнитными телами. Эвгеосинклинальные ( $Rf_3$ — $Cm_1$  (?) и  $Rf_3$ — $Cm_2$ ?) и миогеосинклинальные ( $Rf_3$  и  $Rf_3$ , см. рис. 1, а) зоны рифейской складчатой системы разделены между собой глубинными разломами, четко фиксируемыми в Печорской низменности полосовыми максимумами силы тяжести и резкой сменой регионального магнитного минимума полосовыми магнитными аномалиями.

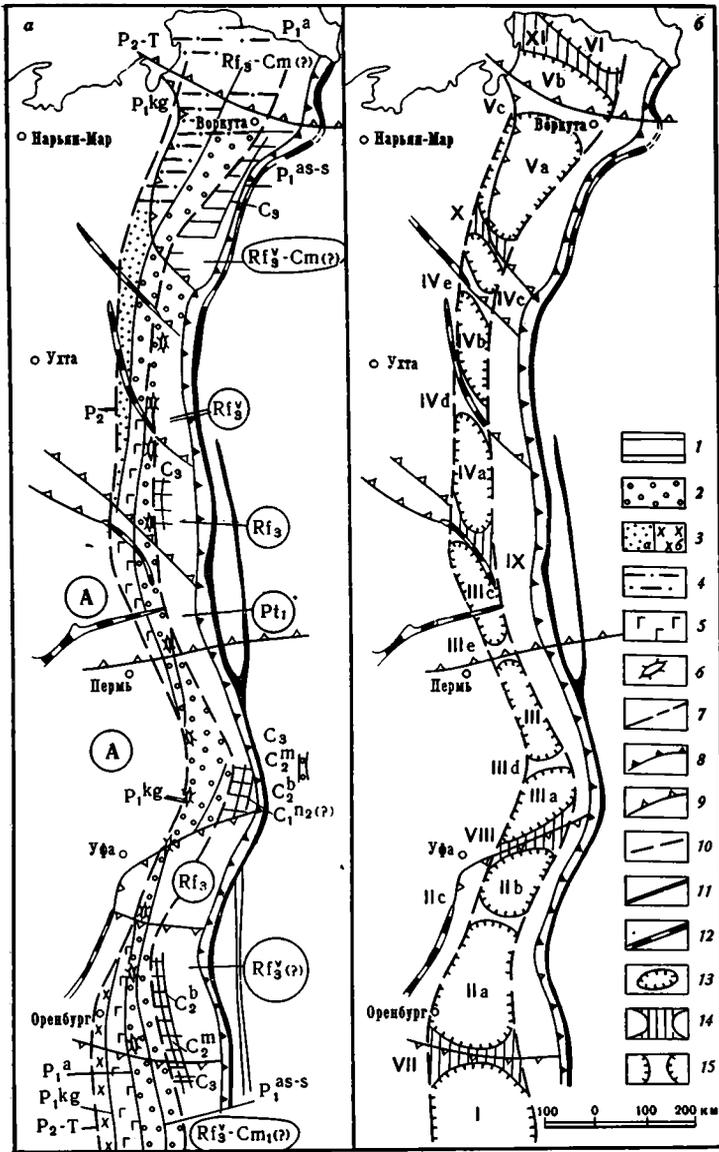


Рис. 1. Схема тектонического развития (1, а) и тектонического районирования (1, б) Предуральского краевого прогиба

Основные формации: 1 — флишевая; 2-4 — молассовая (2 — морская песчано-глинистая и грубообломочная, 3, а — континентальная песчано-глинистая и грубообломочная, преимущественно сероцветная; 3, б — то же, но преимущественно красочувствная, 4 — угленосная); 5 — галогенная; 6 — рифовая.

Прочие обозначения: 7 — установленная и предполагаемая западная граница Предуральского внешнего прогиба (в конце намюрского века —  $C_{1n2}$  (?), башкирского века —  $C_{2b}$ , московского века —  $C_{2m}$ , то же для краевого прогиба в конце позднекаменноугольной эпохи —  $C_3$ , сакмарского века —  $P_{1as-s}$ , артинского века —  $P_{1a}$ , кунгурского века —  $P_{1kg}$ , позднепермской эпохи —  $P_2$ , позднепермской эпохи и триасового периода —  $P_2-T$ ); 8 — восточная граница фундамента Русской плиты по геофизическим данным; 9 — границы разновозрастных областей фундамента по геофизическим данным, среди которых выделяются: архейские (беломорские) — А, раннепротерозойские (карельские) —  $Pt_1$ , рифейские (байкальские, в том числе позднерифейские, довендские) —  $Rf_3$ , позднерифейско-раннекембрийские (?) —  $Rf_3Cm_1$  (?); 10 — современные границы Предуральского прогиба; 11 — зоны глубинных разломов (габбро-периодитовые пояса Урала); 12 — зоны глубинных разломов, предполагаемые по геофизическим данным; 13 — прогибы второго порядка; 14 — поперечные поднятия фундамента; 15 — седловины внутри прогибов второго порядка. Цифры на рис. 1, б: I — Актюбинский прогиб, II — Бельско-Икский прогиб, состоящий из Икской (IIa), Бельской (IIb) впадин; и разделяющих их Ишимбайской (IIc) седловины; III — Уфимско-Соликамский прогиб, состоящий из Айской (IIIa), Сылвинской (IIIb), Соликамской (IIIc) впадин и разделяющих их Краснуфимской (IIId), Верхне-Городковской (IIIe) седловин; IV — Верхнепермско-Большесынский прогиб, состоящий из Курьинской (IVa), Вуктыльской (IVb), Большесынской (IVc) впадин и разделяющих их Илычской (IVd), Усть-Шугурской (IVe) седловин; V — Усинский прогиб, состоящий из Косью-Роговской (Va), Коротаихинской (Vb) впадин и разделяющей их седловины поднятия Чертова (Vc); VI — Карский прогиб; VII — поперечное поднятие Соля-Илецкое; VIII — поперечное поднятие Каратау; IX — поперечное поднятие Полюдова кряжа; X — поперечное поднятие гряды Чернышева; XI — поперечное поднятие Пай-Хой

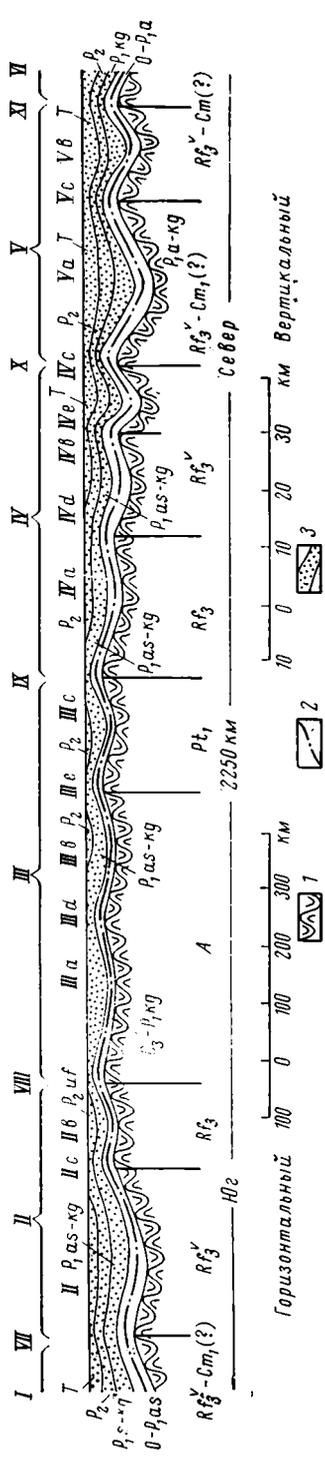


Рис. 2. Схематизированный геологический профиль вдоль оси Предуральского краевого прогиба (на конец триасового периода) / — фундамент; 2 — геосинклинальные формации; 3 — орогенные формации; индексы О—Р<sub>2</sub> и О—Р<sub>1</sub> показывают возраст геосинклинальных формаций на юге и севере рассматриваемой части прогиба, переход их верхней части по простиранию в формации орогенные показане возможно из-за мелкого масштаба профиля; начало и конец формирования формаций краевого прогиба в разных впадинах: С<sub>1</sub>—Р<sub>1</sub>Кг—в Афской; Р<sub>1</sub>ас—Рац<sub>1</sub> — в Бельской, П<sub>1</sub>Кской, Сылвинской, Соликамской, Курьинской; Р<sub>1</sub>с—Г<sub>1</sub> — в Вуктыльской, Бовышевской; Р<sub>1</sub>а—Г<sub>1</sub> — в Косье-Роговской; Р<sub>1</sub>Кг (?)—Г<sub>1</sub> — в Коротаининской. Все остальные обозначения те же, что на рис. 1.

Южнее Башкирского антиклинория выделение байкалид проведено аналогично, т. е. исключительно по геофизическим данным, которые здесь выражены значительно менее четко (Наливкин, Дедеев и др., 1965).

Складчатые сооружения Урала с запада ограничены системой глубоких впадин краевого прогиба, в которых заполняющие их породы относительно слабо дислоцированы. В полной мере сказанное относится к позднепермским и кунгурским отложениям (исключая хр. Пай-Хой). Породы более древнего возраста в пределах восточного, пригессинклинального борта прогиба большей частью подверглись интенсивному складкообразованию и полностью или частично входят в состав складчатой зоны Урала, хотя они представлены формациями краевого прогиба.

Несколько восточнее современного краевого прогиба располагался предшествовавший ему по времени образования внешний (флишевый) прогиб. Его развитие относится к последним стадиям существования геосинклинального режима на Урале и связано с воздыманием кордильеры в пределах внешней островной дуги. Краевой прогиб, напротив, связан с образованием складчатоглыбовой молодой горной страны, продукты размыта которой аккумуляровались в нем. Поэтому преимущественным распространением в первом пользуется флишевая формация, во втором — молассовая.

Два типа прогибов во внешней (миогеосинклинальной) зоне Уральской геосинклинали выделены Ю. М. Пушаровским (1959), а их отличия проиллюстрированы для Южного Урала И. В. Хворовой (1961).

Замыкание краевого прогиба совпадает с завершением горооб-

разовательных движений герцинской эпохи и происходит разновремено на разных его участках; от конца ранней перми до конца позднего триаса. Орогенические движения в пермский период имели значительные амплитуды, измеряемые первыми километрами.

Для удобства дальнейшего изложения предварительно следует остановиться на представлениях авторов о современной структуре краевого прогиба.

Крупными поперечными поднятиями фундамента Предуральский краевой прогиб расчленяется на отдельные прогибы второго порядка, каждый из которых отличается от других возрастом фундамента и особенностями своего развития. Длина этих частных прогибов от 450 до 650 км, а общая протяженность описываемой части Предуральского краевого прогиба достигает 2200 км. Каждый прогиб второго порядка состоит из ряда впадин, разделенных седловинами. Последние связаны с менее значительными выступами фундамента, чем поперечные поднятия (рис. 1, б и 2).

Хребет Пай-Хой является такой же поперечной структурой, как Полюдов кряж, хр. Каратау и др. Это доказывается, во-первых, тем, что фациальные зоны пермских и, видимо, триасовых отложений простираются поперек Пай-Хоя. Во-вторых, орогенические движения на Полярном Урале в основном завершились к концу раннетриасовой эпохи, а на Пай-Хое — в ранней юре. При этом северо-западное простираение пермских и триасовых складок Пай-Хоя объясняется унаследованностью ими доордовикского структурного плана.

На юге (Лапкин, 1965) Предуральский краевой прогиб до верховьев р. Эмбы сохраняет свое субмеридиональное простираение.

Как уже отмечалось, Предуральский краевой прогиб расположен в пределах Русской плиты, но на различных по возрасту консолидации ее частях (см. рис. 1, а): архейских (А) — Уфимская часть прогиба, раннепротерозойских ( $Pt_1$ ) — Соликамская часть прогиба, позднерифейских ( $Rf_3$  и  $Rf_3$ ) — Верхне-Печорская и Бельская части прогиба и, вероятно, более молодых, вендско-раннекембрийских ( $Rf_3$  —  $Ст_1?$ ) — в пределах Усинской и Актюбинской частей прогиба. В Коротайхинской и Карской впадинах предполагается еще более молодое доордовикское ( $Rf_3$  —  $Ст?$ ) основание (Херасков, Перфильев, 1963).

В настоящее время в связи с анализом и обобщением большого регионального фактического материала и построением на этой основе серии палеогеографических карт удается выявить некоторые новые закономерности в развитии Предуральского краевого прогиба. Они сводятся к следующему: время заложения и максимального развития прогиба тесно связано с возрастом его фундамента. Чем древнее возраст фундамента, тем в более ранние отрезки геологической истории происходит заложение и формирование краевого прогиба.

Например, где фундаментом являются архейские (беломорские, докарельские) срединные массивы, формирование его в основном начинается в позднем карбоне и полностью заканчивается в ранней перми (кунгурский век). На карельском основании заложение краевого прогиба происходит в начале перми, а формирование его заканчивается в поздней перми (послеуфимское время). На байкальском основании, например, в пределах Вуктыльской впадины, заложение краевого прогиба относится, по-видимому, к сакмарскому веку, а формирование его заканчивается к концу раннего триаса. При этом максимальное его погружение падает на конец ранней и начало поздней перми. Ширина прогиба во всех этих случаях не превышает 60—75 км. В приполярной части Предуральского краевого прогиба, где складчатое основание более молодое вендско-нижнекембрийское (?), заложение прогиба происходит в артинском веке. Максимальное же его развитие падает на кунгурский век и позднепермскую эпоху, а дальнейшее формирование продолжалось до конца позднего триаса. Здесь происходит расширение прогиба до 80—120 км. В полярной части краевого прогиба (хр. Пай-Хой), где складчатое основание еще более молодое, доордовикское, заложение его предполагается в кунгурском веке. Максимального развития прогиб

достигает в поздней перми и в раннем триасе, а формирование его продолжалось до конца триаса. Краевой прогиб в этой части резко расширяется (от 130 до 180 км и более) и приобретает ярко выраженные черты периклинального прогиба, развивающегося на погружении крупной складчатой системы подобно Южно-Уральскому периклинальному прогибу, выделенному Н. П. Херасковым (1967).

Другими словами, развитие и миграция краевого прогиба, связанные с процессами замыкания геосинклинали, начинаются от более древних и, следовательно, более жестких прилегающих частей платформы и протекают в направлении к более молодым и более подвижным их участкам. В последних краевые прогибы в заключительную стадию тектогенеза иногда перерастают в молодые наложенные незавершенные складчатые системы, например раннекиммерийская ( $J_1—J_2$ ) Новоземельско-Пайхойская, которая развилась на севере периклинальной части Предуральского краевого прогиба.

Переходя к описанию и анализу формаций, обосновывающих изложенные выше положения, необходимо пояснить, что в этом дискуссионном вопросе авторы придерживаются взглядов, высказанных Н. С. Шатским (1945) и позднее развитых Н. П. Херасковым (1967).

Для наиболее полного и всестороннего раскрытия особенностей геотектонического развития Предуральского внешнего и краевого прогибов выделено шесть формаций (см. рис. 1, а), отражающих, по мнению авторов, основные парагенезисы пород и их комплексы, обусловленные формированием герцинского Палеоурала.

В заключительные стадии геосинклиналичного развития Урала ( $S_1—S_2$ ) вдоль крайней западной зоны глубинных разломов особенно стабильно обособились системы островов (внешняя островная дуга, кордильера), являвшиеся источником сноса. Одновременно с запада вдоль этой островной дуги продолжалось развитие компенсационного внешнего прогиба геосинклинали, но заполнялся он уже не глинисто-кремнистой формацией, а флишевой. По мере развития орогенических движений во времени и в пространстве к западу от внешнего прогиба, а частично и унаследованно происходило образование краевого прогиба. Оба они возникали на разных участках неодновременно. Например, заложение краевого прогиба на Южном Урале произошло в ассельском веке (Хворова, 1961). На Приполярном Урале в это время еще формировался только внешний прогиб (Войновский-Кригер, 1947). Наиболее раннее заложение флишевого внешнего прогиба произошло, по-видимому, в конце намюрского века в области Уфимского амфитеатра на архейском фундаменте. Об этом свидетельствует наличие здесь мощной (более 1600 м) толщи флишеидных отложений ураимской свиты башкирского и предположительно поздненамюрского возраста.

Южнее, в бассейне рек Сакмары и Урала, внешний прогиб, выполненный флишевыми отложениями башкирского возраста (неполная мощность около 800 м), описан И. В. Хворовой (1961). К северу от Уфимского амфитеатра флишевые отложения башкирского возраста неизвестны.

В раннемосковское время в области Уфимского амфитеатра накапливается мощная (500—600 м) толща разнообразных песчаников и конгломератов, на востоке преимущественно грубых, местами валунных (азямская свита, турсакальские и иные конгломераты). Западнее присутствует флиш. Это позволяет предположить, что гористые острова, существовавшие в позднем намюре и в башкирском веке к востоку от Уфимского амфитеатра, в начале московского века испытали интенсивное поднятие, захватив участки, ранее занятые морем. Этим можно объяснить накопление во внешнем прогибе раннемосковского времени большого количества грубообломочных отложений. В позднемосковское время характер осадков в прогибе вновь резко изменился. Вдоль всего

Уфимского амфитеатра стали накапливаться глины и пески флишевого типа (абдрезяковская свита). Их мощность (Наливкин, 1950) возрастает с запада на восток со 100—150 до 1000 м. Такое резкое различие характера осадконакопления в ранне- и позднемосковское время, возможно, обусловлено позднемосковской трансгрессией — последней трансгрессией из Уральской геосинклинали перед началом процесса ее окончательного замыкания.

К югу от широтного колена р. Белой нижнемосковские отложения обычно отсутствуют, а верхнемосковские здесь представлены флишевой формацией (Хворова, 1961). К северу от Уфимского амфитеатра флишевые отложения среднего карбона не установлены. В Косью-Роговской впадине, по данным К. Г. Войновского-Кригера (1963), известны среднекаменноугольные маломощные (100—120 м) глинисто-кремнистые сланцы, которые, как и подстилающие их аналогичные породы нижнего карбона и верхнего девона, можно скорее сопоставлять с аспидной формацией Зилаирского синклиория.

В позднекаменноугольную эпоху внешний прогиб на Южном Урале представлял собой такой же асимметричный трог глубиной более 1000 м, что и в среднем карбоне (Хворова, 1961). Ширина прогиба достигала 60—70 км. Данные о его миграции в западном направлении, на платформу, неизвестны. В Айской впадине смещение зоны максимального прогибания с начала среднего карбона до начала позднего карбона достигает 15—16 км (Наливкин, 1953; фиг. 28). Здесь в позднем карбоне стала накапливаться толща песчано-глинистой, местами грубообломочной морской молассы (васелгинская свита) мощностью 700—800 м. Флишеидного типа формация представлена куркинской свитой, замещающей васелгинскую к западу. Территориально преобладающей является моластовая формация.

Приведенные данные показывают значительное усиление орогенических движений в позднекаменноугольную эпоху в рассматриваемой части Урала. Вместо гористого архипелага предшествующей эпохи здесь возникли, по-видимому, горные хребты, предвестники мощных горных цепей раннепермской эпохи. О качественном изменении структуры Уральской геосинклинали свидетельствует также наличие 300 м толщи полимиктовых, разногалечных и валунных конгломератов, обнаженных на восточном склоне передового хребта Палеоурала, в долине р. Багаряк у дер. Усманово.

Верхнекаменноугольные отложения, преимущественно во флишевой формации внешнего прогиба (мощность более 200 м), известны на Северном Урале, в бассейнах рек Колвы и Березовой. На Полярном Урале к верхнему карбону следует отнести нижнюю часть кечьпельской свиты. К. Г. Войновский-Кригер (1947) доказывает принадлежность слагающих ее пород к флишевой формации.

В позднекаменноугольную эпоху практически вдоль всего западного борта Предуральского прогиба местами получает развитие маломощная рифовая формация. Высота отдельных рифовых массивов не превышает 50—100 м.

В свете изложенного можно предполагать, что во второй половине среднего карбона и в позднем карбоне Урал в целом представлял собой еще геосинклиналь в последней стадии развития. Однако уже в позднем карбоне местами геосинклинальный режим начал сменяться орогенным (р-н Уфимского амфитеатра).

В начале пермского периода на большей части Уральской геосинклинали произошли значительные орогенные поднятия. В Предуральском прогибе преобладающей формацией стала морская моласса. Лишь в периклинальных частях прогиба, например Усинской, в ассельском и сакмарском веках продолжалось формирование внешнего прогиба с характерной для него флишевой формацией, мощностью не менее 1000 м (кеч-

пельская свита). Здесь, возможно, еще сохранялся геосинклинальный режим в самой заключительной его фазе.

Мощность ассельско-сакмарской молассы достигает 2500 м в Айской и 3000 м в Икской впадинах. В большинстве других впадин сохранились лишь ее фрагменты, чаще флиш срединной градации, по И. В. Хворовой (1961), мощностью менее 1000 м.

Начиная с ассельского века вдоль всего западного борта краевого прогиба значительное распространение получает рифовая формация. При этом южнее широты 57° возраст рифовых массивов ассельско-сакмарский, а севернее — ассельский. Лишь местами западнее последних встречаются мелкие рифы сакмарского возраста, что хорошо объясняется миграцией краевого прогиба во времени на запад. При этом мощность рифовой формации увеличивается от 200—300 м на Северном Урале до 500—800 м на Среднем и 1000—1300 м на Южном. Севернее широты 65°, которой в сакмарском веке, по палеомагнитным данным, соответствовала палеоширота 35°, рифовые образования неизвестны.

Для некоторых впадин имеются данные о миграции прогиба на запад в ассельском веке, по сравнению с его положением в позднем карбоне. Так, в Айской впадине она достигала 30—40 км, а в Курьинской — 10—15 км.

В артинском веке уральский орогенез достиг наибольшей интенсивности. По вычислениям А. В. Хабакова (1948), высота Уралид артинского времени, в области Уфимского амфитеатра, достигала 2880 м над уровнем моря с возможными превышениями высот от 700—900 до 2000—3000 м. Высокогорной страной стал почти весь палео-Урал, исключая хр. Пай-Хой. В Кортаихинской впадине и в Карском прогибе, возможно, формировался еще внешний прогиб. В артинском веке здесь накапливались флишоидного типа осадки гусиной и бельковской свит. Рифовая формация в артинском веке имеет ограниченное распространение и малую мощность, чаще 20—100 м.

Кунгурский век характеризуется существенной дифференциацией осадков в краевом прогибе. В это время резко усилилась аридизация климата, которая наметилась еще во второй половине артинского века, и определяющим фактором осадконакопления стал климат, аридный на юге и гумидный на севере. Именно в кунгурском веке наиболее четко обособились отдельные впадины краевого прогиба, разделенные крупными поперечными поднятиями и сравнительно небольшими седловинами. Во всех впадинах, начиная с Курьинской и далее к югу, основной формацией этого времени становится галогенная. Отсутствует она только в Айской впадине, формирование которой завершилось к середине кунгурского века. В Большесынинской впадине появляются первые признаки угленосности. В Усинском прогибе основной формацией становится угленосная моласса мощностью более 2000 м.

Для позднепермской эпохи характерно формирование на всем протяжении краевого прогиба континентальной молассы, преимущественно сероцветной, частью угленосной на севере и красноцветной на юге. При этом полнота разреза и его мощность увеличиваются к северу (до 4500 м) и югу (до 2000 м) от Айской впадины, где верхнепермские отложения отсутствуют. Здесь на архейском основании краевой прогиб уже не развивался. Почти такой же характер имеет моласса триасового возраста, которая впервые появляется в Икской впадине на юге и в Вуктылской на севере. Уже в Усинском прогибе мощность триасовой молассы достигает 2500 м, а в Актюбинском — 2000 м. Все это показывает, что чем моложе фундамент, тем он был более подвижен.

В заключение целесообразно подчеркнуть главнейшие особенности развития Предуральского прогиба.

Как внешний, так и краевой прогибы с момента заложения и до конца формирования развивались в пределах непереработанного фундамен-

та платформы, чем, в частности, объясняется отсутствие здесь вулканических пород. Геосинклинальная кордильера, а позднее ороген при этом являлись лишь поставщиками обломочного материала.

Преобразование геосинклинали в горную систему совершалось постепенно. Первые горы палео-Урала возникли в начале позднего карбона к востоку от Уфимского амфитеатра. К северу и югу отсюда сохранялся еще геосинклинальный режим с постепенно воздымавшейся островной дугой (системой потенциальных горных хребтов). При таких условиях естественно предположить, что в межгорных прогибах молодой горной страны некоторое время могло сохраняться море, вероятно, с ненормальной соленостью. Можно также допустить кратковременные ингрессии моря в межгорные прогибы в моменты опусканий. В раннепермскую эпоху высокогорной страной являлся современный Средний Урал, а также Южный и Северный. В позднепермскую эпоху и в триасовый период наибольшему воздыманию подверглись периклинальные части современного Урала. Связь внешнего и краевого прогибов с зоной глубинных разломов, т. е. границей между эвгеосинклиналью и платформой, подчеркивается параллельностью их контуров (см. рис. 1).

Характерной особенностью краевого прогиба является его миграция по мере развития в западном направлении. Подобное смещение обусловлено, вероятно, не только изостатическим компенсированием поднимавшихся горных хребтов, но и последовательным скалыванием фундамента под влиянием тяжести мощных орогенных формаций.

Формирование внешнего и краевого прогибов завершалось в той же последовательности, в какой происходило их заложение. Например, в конце раннепермской эпохи закончилось формирование краевого прогиба, заложеного в начале позднекаменноугольной эпохи на архейском фундаменте. В конце поздней перми или в раннем триасе завершилось развитие краевого прогиба, заложение которого относится к сакмарскому или началу артинского века на байкальском основании. К концу триасового периода краевой прогиб завершил развитие на всем своем протяжении.

Практическое значение изучения Предуральского прогиба давно уже нашло свое выражение в открытии месторождений нефти и газа, калийных солей, каменных углей и других полезных ископаемых.

На данном этапе изученности можно утверждать, что к впадинам, где возраст фундамента моложе, приурочено больше полезных ископаемых. Например, в Соликамской и Курьинской впадинах находятся месторождения калийных солей, в Вуктыльской впадине — крупнейшее газоконденсатное и другие месторождения, в Косью-Роговской и Коротайхинской впадинах — месторождения углей Печорского угленосного бассейна. На севере можно ожидать распространение отложений угленосной формации кунгура и верхней перми под водами Байдарацкой губы и в северо-западной части п-ова Ямал. На юге многочисленные месторождения нефти и газа известны в Бельской и особенно Икской впадине. В Актюбинском прогибе известны залежи калийных солей, вероятны месторождения нефти и газа.

#### Литература

- Афанасьев Б. Л., Ярославлев Г. М., Яцук В. И. Вопросы генезиса угленосной толщи Печорского бассейна. Сов. геология, № 3, 1964.
- Богацкий В. И., Войтович А. К. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции». Изд-во Центр. научно-исслед. темат. экспед., 1964.
- Богданов А. А., Келлер Б. М., Хатьянов Ф. М. Предуральский прогиб. Геология СССР, т. 13. Изд-во «Недра», 1964.
- Войновский-Кригер К. Г. Кечь-пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. Материалы второй геол. конференции Коми АССР, Сыктывкар, 1947.

пельская свита). Здесь, возможно, еще сохранялся геосинклинальный режим в самой заключительной его фазе.

Мощность ассельско-сакмарской молассы достигает 2500 м в Айской и 3000 м в Икской впадинах. В большинстве других впадин сохранились лишь ее фрагменты, чаще флиш срединной градации, по И. В. Хворовой (1961), мощностью менее 1000 м.

Начиная с ассельского века вдоль всего западного борта краевого прогиба значительное распространение получает рифовая формация. При этом южнее широты 57° возраст рифовых массивов ассельско-сакмарский, а севернее — ассельский. Лишь местами западнее последних встречаются мелкие рифы сакмарского возраста, что хорошо объясняется миграцией краевого прогиба во времени на запад. При этом мощность рифовой формации увеличивается от 200—300 м на Северном Урале до 500—800 м на Среднем и 1000—1300 м на Южном. Севернее широты 65°, которой в сакмарском веке, по палеомагнитным данным, соответствовала палеоширота 35°, рифовые образования неизвестны.

Для некоторых впадин имеются данные о миграции прогиба на запад в ассельском веке, по сравнению с его положением в позднем карбоне. Так, в Айской впадине она достигала 30—40 км, а в Курьинской — 10—15 км.

В артинском веке уральский орогенез достиг наибольшей интенсивности. По вычислениям А. В. Хабакова (1948), высота Уралид артинского времени, в области Уфимского амфитеатра, достигала 2880 м над уровнем моря с возможными превышениями высот от 700—900 до 2000—3000 м. Высокогорной страной стал почти весь палео-Урал, исключая хр. Пай-Хой. В Кортаихинской впадине и в Карском прогибе, возможно, формировался еще внешний прогиб. В артинском веке здесь накапливались флишоидного типа осадки гусиной и бельковской свит. Рифовая формация в артинском веке имеет ограниченное распространение и малую мощность, чаще 20—100 м.

Кунгурский век характеризуется существенной дифференциацией осадков в краевом прогибе. В это время резко усилилась аридизация климата, которая наметилась еще во второй половине артинского века, и определяющим фактором осадконакопления стал климат, аридный на юге и гумидный на севере. Именно в кунгурском веке наиболее четко обособились отдельные впадины краевого прогиба, разделенные крупными поперечными поднятиями и сравнительно небольшими седловинами. Во всех впадинах, начиная с Курьинской и далее к югу, основной формацией этого времени становится галогенная. Отсутствует она только в Айской впадине, формирование которой завершилось к середине кунгурского века. В Большесынинской впадине появляются первые признаки угленосности. В Усинском прогибе основной формацией становится угленосная моласса мощностью более 2000 м.

Для позднепермской эпохи характерно формирование на всем протяжении краевого прогиба континентальной молассы, преимущественно сероцветной, частью угленосной на севере и красноцветной на юге. При этом полнота разреза и его мощность увеличиваются к северу (до 4500 м) и югу (до 2000 м) от Айской впадины, где верхнепермские отложения отсутствуют. Здесь на архейском основании краевой прогиб уже не развивался. Почти такой же характер имеет моласса триасового возраста, которая впервые появляется в Икской впадине на юге и в Вуктылской на севере. Уже в Усинском прогибе мощность триасовой молассы достигает 2500 м, а в Актюбинском — 2000 м. Все это показывает, что чем моложе фундамент, тем он был более подвижен.

В заключение целесообразно подчеркнуть главнейшие особенности развития Предуральского прогиба.

Как внешний, так и краевой прогибы с момента заложения и до конца формирования развивались в пределах непереработанного фундамен-

та платформы, чем, в частности, объясняется отсутствие здесь вулканических пород. Геосинклинальная кордильера, а позднее ороген при этом являлись лишь поставщиками обломочного материала.

Преобразование геосинклинали в горную систему совершалось постепенно. Первые горы палео-Урала возникли в начале позднего карбона к востоку от Уфимского амфитеатра. К северу и югу отсюда сохранялся еще геосинклинальный режим с постепенно воздымавшейся островной дугой (системой потенциальных горных хребтов). При таких условиях естественно предположить, что в межгорных прогибах молодой горной страны некоторое время могло сохраняться море, вероятно, с ненормальной соленостью. Можно также допустить кратковременные ингрессии моря в межгорные прогибы в моменты опусканий. В раннепермскую эпоху высокогорной страной являлся современный Средний Урал, а также Южный и Северный. В позднепермскую эпоху и в триасовый период наибольшему воздыманию подверглись периклинальные части современного Урала. Связь внешнего и краевого прогибов с зоной глубинных разломов, т. е. границей между эвгеосинклиналью и платформой, подчеркивается параллельностью их контуров (см. рис. 1).

Характерной особенностью краевого прогиба является его миграция по мере развития в западном направлении. Подобное смещение обусловлено, вероятно, не только изостатическим компенсированием поднимавшихся горных хребтов, но и последовательным скальванием фундамента под влиянием тяжести мощных орогенных формаций.

Формирование внешнего и краевого прогибов завершалось в той же последовательности, в какой происходило их заложение. Например, в конце раннепермской эпохи закончилось формирование краевого прогиба, заложеного в начале позднекаменноугольной эпохи на архейском фундаменте. В конце поздней перми или в раннем триасе завершилось развитие краевого прогиба, заложение которого относится к сакмарскому или началу артинского века на байкальском основании. К концу триасового периода краевой прогиб завершил развитие на всем своем протяжении.

Практическое значение изучения Предуральского прогиба давно уже нашло свое выражение в открытии месторождений нефти и газа, калийных солей, каменных углей и других полезных ископаемых.

На данном этапе изученности можно утверждать, что к впадинам, где возраст фундамента моложе, приурочено больше полезных ископаемых. Например, в Соликамской и Курьинской впадинах находятся месторождения калийных солей, в Вуктыльской впадине — крупнейшее газоконденсатное и другие месторождения, в Косью-Роговской и Коротайхинской впадинах — месторождения углей Печорского угленосного бассейна. На севере можно ожидать распространение отложений угленосной формации кунгура и верхней перми под водами Байдарацкой губы и в северо-западной части п-ова Ямал. На юге многочисленные месторождения нефти и газа известны в Бельской и особенно Икской впадине. В Актюбинском прогибе известны залежи калийных солей, вероятно месторождения нефти и газа.

#### Литература

- Афанасьев Б. Л., Ярославлев Г. М., Яцук В. И. Вопросы генезиса угленосной толщи Печорского бассейна. Сов. геология, № 3, 1964.
- Богацкий В. И., Войтович А. К. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции». Изд-во Центр. научно-исслед. темат. экспед., 1964.
- Богданов А. А., Келлер Б. М., Хатьянов Ф. М. Предуральский прогиб. Геология СССР, т. 13. Изд-во «Недра», 1964.
- Войновский-Кригер К. Г. Кечь-пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. Материалы второй геол. конференции Коми АССР, Сыктывкар, 1947.

- Войновский - Кригер К. Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Л., Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, вып. 2, 1963.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1963.
- Лапки И. Ю. О раннепермском Предмугоджарском прогибе. Докл. АН СССР, т. 161, № 5, 1965.
- Македонов А. В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций. Угленосные формации некоторых районов СССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, вып. 47, 1950.
- Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванова В. В., Карева Е. А., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр. ВНИГРИ, вып. 236, 1965.
- Огарин И. С., Хатъянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. Докл. АН СССР, т. 143, № 3, 1962.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИНа, вып. 28. Изд-во АН СССР, 1959.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны Сакмаро-Артинского комплекса на Южном Урале. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1948.
- Софроницкий П. А. Геология и нефтеносность Уфимско-Соликамской впадины в Пермской области. Автореферат диссертации на соиск. учен. степени канд. геол.-минералог. наук, Л., 1961.
- Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Литологический сб. 1 (ВНИГРИ). Госгостехиздат, 1948.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. ГИНа, вып. 37. Изд-во АН СССР, 1961.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В сб. «Проблемы региональной тектоники». Тр. ГИНа, вып. 92. Изд-во АН СССР, 1963.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Изд-во «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологич. строения СССР. Нов. сер., вып. 2 (6), изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1945.

Институт геологии и геохронологии  
декабря АН СССР

Ленинград

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
Ленинград

Статья поступила  
27 июля 1969 г.

ДР 551.243.4(470.5)

Г. Ф. СЕЛИВЕРСТОВ, И. В. ЖИЛИН, В. И. ПЕТРОВ,  
А. М. ГОГУЛАН**О ПОЛОГИХ НАДВИГАХ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА**

Описан пологий надвиг, установленный в восточной части Уфимского амфитеатра. В геологическом строении этого района пологие надвиги, видимо, играют значительную роль. Это позволяет интерпретировать тектоническую структуру Уфимского амфитеатра с позиций чешуйчато-надвигового его строения, лучше объясняющего многие спорные вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма.

В последние годы внимание исследователей западного склона Урала привлекают частые случаи не нормальных стратиграфических взаимоотношений разновозрастных геологических образований, при которых древние породы налегают на более молодые. Г. Н. Фредерикс (1932), а затем О. Ф. Нейман-Пермякова (1937) такие взаимоотношения в районе Уфимского плато объясняли чешуйчато-надвиговым его строением. Отдельные попытки привлечь внимание исследователей к этому вопросу предпринимались позднее (Наливкин, 1954). Однако предположение о чешуйчато-надвиговом строении некоторых районов западного склона Урала не было принято, фактам не нормальных стратиграфических взаимоотношений давались иные объяснения, а пологим надвигам отводилась скромная роль в геологическом строении Урала.

В последнее десятилетие, в связи с увеличением работ по крупномасштабному геологическому картированию и глубокому нефтяному бурению на западном склоне Урала, получены новые убедительные доказательства залегания молодых отложений под более древними (Камалетдинов, 1962, 1965, 2, 1968, Камалетдинов, Казанцев, 1968), которые подтверждают наличие пологих надвигов и шарьяжей на западном склоне Урала. Существование аналогичных пологих надвигов достоверно установлено также в юго-восточной части Уфимского амфитеатра крупномасштабным картированием (Нязепетровский геологосъемочный отряд) и бурением глубокой структурно-поисковой скважины № 26 на нефть (Белокатайская контора сверхглубокого бурения).

Скважина № 26 пробурена на левобережье р. Ураим (в 12 км юго-юго-западнее г. Нязепетровска), в визейских известняках, слагающих центральную часть Ураимской антиклинальной складки. До глубины 2000 м скважина вскрыла разрез нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений, залегающих в нормальной стратиграфической последовательности. С глубины 2000 м скважина вошла в визейские известняки и вновь повторила разрез нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений, также залегающих в нормальной стратиграфической последовательности (рис. 1). Детальным картированием установлено, что развитые здесь терригенно-карбонатные осадки образуют сложно дислоцированное западное крыло Ураимской антиклинали, срезанное на востоке крупным разрывным нарушением. Стратиграфическая последовательность залегания пород следующая (сверху вниз):

Ураимская свита верхней части башкирского яруса среднего карбона сложена преимущественно зеленовато-серыми разнотерригенными

полимиктовыми песчаниками с прослоями известняков, глинистых сланцев, гравелитов и горизонтом мелкогалечниковых конгломератов в основании. В известняках из галек конгломератов — богатый комплекс смешанной намюрской, визейской и турнейской фауны брахиопод, кораллов и фораминифер. В известняковом цементе конгломератов *Profusulinella* cf. *parva* Lee et Chen var. *robusta* Raus. и др.<sup>1</sup> Мощность не менее 550—600 м.

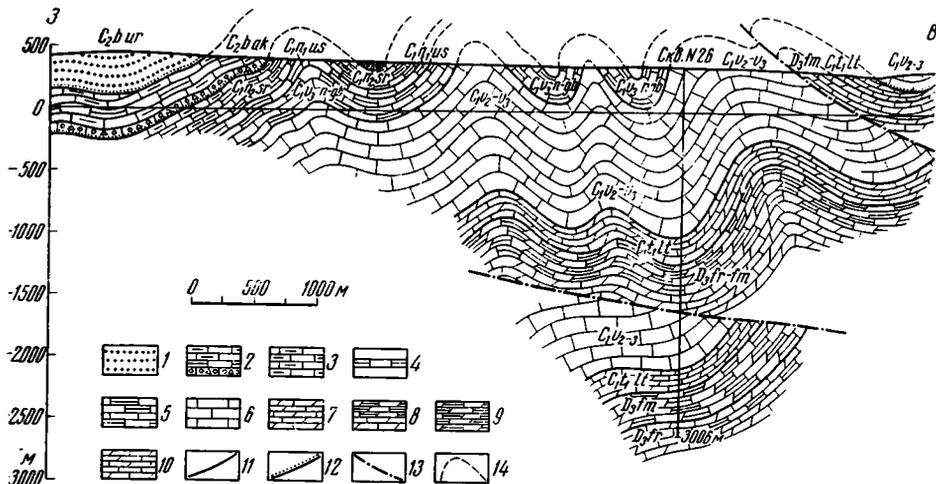


Рис. 1. Геологический разрез западного крыла Ураимской антиклинали

1 — средний карбон. Башкирский ярус (верхняя часть). Ураимская свита: разнозернистые полимиктовые песчаники с прослоями аделеролитов, сланцев, известняков, 2 — башкирский ярус (нижняя часть). Акавасский горизонт: известняки серые, темно-серые и черные, мелкозернистые, иногда с оолитовыми и обломочными известняками в основании. 3 — нижний карбон. Верхненамюрский подъярус. Сюранский горизонт: известняки серые, темно-серые и черные, мелкозернистые, 4 — нижненамюрский подъярус. Устьсарбайский горизонт: известняки серые, темно-серые и черные афанитовые, иногда оолитовые, 5 — верхневизейский подъярус (верхняя часть). Нижнегубахинский горизонт: известняки светло-серые и серые, частично доломитизированные. 6 — верхневизейский подъярус (нижняя часть) — средневизейский ярус. Известняки нерасчлененные светло-серые и серые, разнозернистые, слабо доломитизированные, с фауной ладейнинского, губашкинского и устылимского горизонтов. 7 — нижнетурнейский подъярус. Лытвенский (заволжский) горизонт: известняки серые и светло-серые, иногда темно-серые, доломитизированные, мелкозернистые. 8 — верхний девон. Известняки нерасчлененные, светло-серые и серые, иногда темно-серые, доломитизированные, мелкозернистые, 9 — фаменский ярус. Известняки серые и темно-серые, доломитизированные, мелкозернистые, 10 — франкий ярус. Известняки доломитизированные и доломиты светло-серые с прослоями темно-серых глинистых известняков, 11 — граница стратиграфическая, согласная, 12 — граница стратиграфическая, несогласная. 13 — поверхность надвига. 14 — воздушные складки

Акавасский горизонт нижней части башкирского яруса среднего карбона, впервые выделенный в районе, представлен серыми, темно-серыми и черными нормальными, иногда оолитовыми известняками с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) var. *posterior* Saf., *Ps.* cf. *antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Schubertella obscura* Lee et Chen. Иногда в подошве горизонта — серые обломочные известняки с богатым комплексом смешанной фауны брахиопод, кораллов, фораминифер намюрского, визейского и турнейского возраста. Мощность 250—300 м.

Сюранский горизонт верхненамюрского подъяруса нижнего карбона, впервые выделенный в районе, включает серые, темно-серые и черные известняки с *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Bradyina* ex. gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella* aff. *protvae* Raus., *E. postmosquensis* Kir. var. *acutiformis* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Pseudostaffella varsanofievae* Raus. и др. Мощность 120—150 м.

Устьсарбайский горизонт нижненамюрского подъяруса нижнего карбона (впервые выделенный в районе). Известняки серые, темно-серые и черные с брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigan-*

<sup>1</sup> Здесь и далее определения каменноугольных фораминифер М. В. Постоляко.

*toproductus latissimus* (Sow.)<sup>1</sup>, фораминиферами *Eostaffella* ex gr. *protravae* Raus., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др. Мощность около 30 м.

Визейский ярус (0—1360 м) представлен известняками верхнего и среднего подъярусов. Детальное изучение на поверхности позволило выделить известняки нижнегубахинского и нерасчлененных ладейнинского, губашкинского и устьилимского горизонтов верхнего и средневизейского подъярусов.

Нижнегубахинский горизонт верхней части верхневизейского подъяруса в обнажениях на дневной поверхности сложен преимущественно светло-серыми и серыми доломитизированными известняками и доломитами, в кровле которых залегают темно-серые известняки с многочисленными брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus* aff. *latissimus* (Sow.), *Davidsonia carbonaria* (M'Coy), *Athyris adpressiora* Ein; кораллами *Palaeosmilia murchisoni* (E. et H.)<sup>2</sup>; фораминиферами *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др. Мощность не менее 200 м.

Ладейнинский, губашкинский и устьилимский горизонты (нерасчлененные) нижней части верхневизейского и средневизейского подъярусов в разрезах на дневной поверхности представлены светло-серыми и серыми слабо доломитизированными и мраморизованными известняками с *Athyris variabilis* Moell., *Palaeosmilia murchisoni* E. et H., *Endothyranopsis crassus sphaerica* (Raus. et Reitl.) *E. crassus* (Brady), *E. compressus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl., *P. similis* (Raus. et Reitl.), *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *Archaediscus moelleri gigas* Raus., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Permodiscus vetustus* Dutk., *Mediocris mediocris* Viss. и др. В скважине от устья до глубины 1360 м вскрыты светло-серые, серые, темно-серые и черные известняки с *Hyperrammina vulgaris* Raus. et Reitl., *H. minima* Bir., *H. elegans* Viss. *H.* ex gr. *mediocris* Viss.<sup>3</sup> и др. Мощность не менее 250 м.

В разрезе скважины № 26 и ее окрестностях, а также в базальных конгломератах и обломочных известняках из залегающих выше свит и горизонтов (ураимская свита, акавский горизонт) не обнаружены породы с фауной нижневизейского подъяруса, что дает основание предполагать об их отсутствии на исследованной площади.

Турнейский ярус (1360—1590 м). Впервые выявленные в районе отложения лытинского (заволжского) горизонта нижнетурнейского подъяруса представлены светло-серыми, серыми и темно-серыми доломитизированными известняками с *Parathurammina* ex gr. *suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *P. kopeicubori* Viss., *P.* ex gr. *costata* Lip., *Bisphaera elegans* Viss., *Archaeosphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip. и др. Мощность около 230 м.

Верхний девон (1590—2000 м — поверхность надвига) сложен нерасчлененными светло-серыми, серыми и темно-серыми иногда брекчированными известняками с *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. suleimanovi* var. *stellata* Lip., *P. cushmani* Antr., *P. kopeicubovi* Viss., *P. devonica* Viss., *P.* ex gr. *aperta* Lip., *P.* aff. *spinosa* Lip., *P. dagmara* Sul., *Archaeosphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., водоросли *Umbrella bella* Masl. и др. Мощность не менее 300 м.

Ниже поверхности надвига с глубины 2000 м до забоя (3006 м) скважиной № 26 повторен разрез нижнекаменноугольных и девонских отложений, залегающих (как и в верхней части разреза) в нормальной стратиграфической последовательности.

<sup>1</sup> Здесь и ниже определения каменноугольных брахиопод И. М. Гарань.

<sup>2</sup> Определение каменноугольных кораллов Д. Д. Дегтярева.

<sup>3</sup> Здесь и ниже определение фораминифер А. Я. Виссарионовой и М. Т. Адлер.

Верхневизейский — среднеvizейский подъярусы (2000—2475 м). Известняки преимущественно светло-серые с буроватым оттенком в переслаивании с темно-серыми глинистыми известняками с *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Tetrataxis* aff. *angusta* Viss., *Eostafella mediocris* Viss., *Archaediscus* ex gr. *krestovnicovi* Raus., *A.* ex gr. *spirillinoides* Raus. и др. Мощность не менее 375 м.

Турнейский ярус (2475—2635 м) представлен преимущественно светло-серыми и серыми с буроватым оттенком известняками с комплексом фауны нижнетурнейского подъяруса — верхней части фаменского яруса<sup>1</sup>. Мощность 125—150 м.

Фаменский ярус (2625—2880 м). Преимущественно серые и темно-серые доломиты, доломитизированные и нормальные известняки с *Parathurammia cushmani* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *P. suleimanovi* var. *stellata* Lip., *P. kopeicubovi* Viss., *P. spinosa* Lip., *P. devonica* Viss., *Bisphaera elegans* Viss., *B. elegans* var. *irregularis* Lip., *Archaeosphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip. Водоросли типа *Nodosinella*, *Desycladacea* и др. Мощность 200—220 м.

Франский ярус (2880—3006 м). Переслаивающиеся темно-серые глинистые известняки, светло-серые доломиты и доломитизированные известняки с *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathurammia kopeicubovi* Viss., водоросли *Umbella bella* Masl. Вскрытая мощность около 110 м.

Бурение скважины № 26 прекращено на глубине 3006 м в известняках франского яруса верхнего девона. Полученный материал достоверно подтверждает надвигание с востока на запад верхней части разреза каменноугольных и девонских отложений (аллохтон) на аналогичные по петрографическому составу и соизмеримые по мощности каменноугольные и девонские известняки нижней части разреза (автохтон) с амплитудой горизонтального смещения в пределах нескольких сотен метров или первых километров.

Описанный надвиг является частью Прохоровско-Нязепетровского разрывного нарушения большой протяженности, по которому осадочно-вулканогенные образования бардымской свиты ордовика надвинуты с востока на запад на более молодые терригенно-карбонатные отложения силура, девона, нижнего и среднего карбона. Аналогичные и более пологие надвиги со значительной амплитудой горизонтального смещения, измеряемой километрами, известны в ряде мест юго-восточной части Уфимского амфитеатра. Достоверно установлено, например, пологое налегание метаморфизованных терригенных отложений шунутской свиты нижнего ордовика на слабо метаморфизованные карбонатно-терригенные флишеподобные осадки зилаирской свиты фамена — нижнего турне.

Фактический материал, полученный в последние годы, убедительно свидетельствует о широко развитых на Урале (по крайней мере на западном его склоне) пологих надвигах и шарьяжах. Интерпретация геологических данных с позиций чешуйчато-надвигового строения западного склона Урала поможет разобраться в некоторых спорных вопросах тектоники, магматизма и др., трудно объяснимых с точки зрения нормальных стратиграфических взаимоотношений. Районом многих неясных геологических вопросов является Уфимский амфитеатр, для которого до сих пор нет сводных материалов по тектонике и истории геологического развития. Ключом для решения многих из этих вопросов является, на наш взгляд, решение вопроса о природе своеобразного залегания среди образований миогеосинклинальной зоны западного склона Урала вулканогенных пород бардымской свиты ордовика, более характерных для эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала. Выявление в районе Уфимского амфитеатра пологих надвигов и шарьяжей не исключает

<sup>1</sup> Заключение о возрасте сделали А. Я. Виссарионова и М. Г. Адлер. Список фауны не приводится.

возможности аллохтонной природы вулканогенных пород бардымской свиты ордовика, которые в виде шарьяжной пластины были перенесены из эвгеосинклинальной зоны с восточного склона Урала и надвинуты на отложения миогеосинклинальной зоны западного склона Урала.

#### Литература

- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Ряженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В сб. «Разломы и горизонтальные перемещения земной коры». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во «Наука», 1963.
- Камалетдинов М. А. О клиппенах на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.
- Камалетдинов М. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Камалетдинов М. А. О новых надвигах на западном склоне Урала. Геотектоника, № 2, 1968.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 181, № 4, 1968.
- Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Геология Нижне-Сергинского района. Тезисы докл. XVII сессии Международн. геол. конгр., ОНТИ, 1937.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Фредерикс Г. Н. Тектоника Уфимского плато. Зап. минералог. о-ва. Нов. сер., ч. 61, вып. 1, 1932.

Челябинская комплексная геологосъемочная  
экспедиция

Статья поступила  
10 февраля 1969 г.

---

УДК 551.24 : 551.3.051

В. А. ГРОССГЕЙМ, Л. С. С МИРНОВ

### ЗНАЧЕНИЕ КАРТ ДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ПРИМЕРЕ МЕЛА И ПАЛЕОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Произведен анализ схем донных течений 15 последовательных отрезков времени по морским геосинклинальным отложениям мела и палеоцена Северо-Западного Кавказа. Использовано около 13 000 замеров ориентировки косослойчатых текстур и 1000 замеров ориентировки гироглифов течения. Схемы морских донных течений четко отражают характер развития элементов рельефа дна. Основное течение направлено в область максимального прогибания. Локальные поднятия дна хорошо выражены изменениями в направлении течений.

В общем комплексе палеогеографических исследований карты донных течений занимают особое место. Они помогают проследить пути миграции терригенного материала по дну ископаемых бассейнов, судить о рельефе его дна и о фациальных условиях, в которых происходило осадконакопление. Таким образом, они сами по себе несут обширную информацию, а если рассматривать их на фоне всего комплекса палеогеографических построений, то их роль еще более возрастает. Особенно интересны схемы донных течений для выявления тектонических режимов участков земной коры, покрытых морями. Наряду с общепринятыми методами анализа (фациальным и изобахическим), изучение схем донных течений может не только подтвердить, но и значительно уточнить тектоническую обстановку. Эти возможности появляются, если рассматривать донные течения как механизм, распределяющий осадки по дну бассейнов в зависимости от величины их прогибания. Для такого толкования есть немало оснований, хотя компенсация прогибания является сложным процессом, не ограничивающимся только деятельностью донных течений.

Существует очень много палеодинамических реконструкций, в которых ориентировка наклонов серий косых слоев перпендикулярна изобахам (Гроссгейм, 1963; Чернышев, 1960; Potter, Pettijohn, 1963). В других случаях взаимоотношения сложнее, особенно в мелководных и примыкающих к берегам зонах. Тектонический рельеф дна может быть выявлен детальными схемами донных течений, так как течения, как правило, обтекают растущие конседиментационные поднятия (Гроссгейм, 1963, 1964). В американской литературе ориентировки наклонов серий косых слоев чаще всего также трактуют как индикаторы ориентировки палеослонов дна ископаемых бассейнов (Potter, Pettijohn, 1963).

К настоящему времени во всем мире, главным образом в СССР и США, накоплено большое количество реконструкций донных течений, чаще всего по отдельным бассейнам разного типа. Однако ни разу не были прослежены изменения схем донных течений за значительный промежуток времени на одной и той же территории в сменявших друг друга водоемах. За последние годы нами накоплен большой материал

по динамической палеогеографии Северо-Западного Кавказа, позволивший составить карты донных течений для 15 отрезков времени (рис. 1—4), в большинстве случаев совпадающих с веками (ярусами).

Для построения карт было использовано 12 910 замеров ориентировки серий косых слоев и около 1000 замеров ориентировки гироглифов (чаще всего язычковых). Распределяются замеры по ярусам неравномерно. Карты составлены на основе от 252 до 2129 замеров. В производстве замеров кроме авторов работы принимали участие А. М. Черненко и Г. Ф. Рожков. Ниже изложены результаты исследований.

Северо-Западный Кавказ представляет собой очень хороший объект для применения различных палеогеографических методик. Благодаря складчатости один и тот же горизонт многократно выводится на дневную поверхность. Район хорошо обнажен, что позволяет при широком распространении косослойчатых текстур по разрезу равномерно покрыть площадь развития осадков разного возраста сетью замеров.

В рассматриваемый отрезок времени Северо-Западный Кавказ являлся ареной интенсивного осадконакопления (суммарные максимальные мощности 7500 м). Сложный тектонический режим, характерный для доинверсионной стадии развития геосинклинали, привел к формированию флишеидных (нижний мел) и флишевых (верхний мел — палеоцен) серий осадков. За пределами флишевого трога на Адыгейском поднятии и восточнее его формировались нормальные морские осадки. В нижнемеловых отложениях косослойчатые текстуры приурочены к прослоям алевролитов и песчаников среди мощных глинистых образований.

Мощности серий косых слоев по всему разрезу невелики. Они измеряются сантиметрами, редко первыми десятками сантиметров. При работе с текстурами учитывалась их трехмерная морфология (Смирнов, 1966). Замерам подвергались лишь текстуры поперечных донных гряд.

Начало меловой трансгрессии приходится на берриас и валанжин. Море, хотя и очень мелкое, проникло из флишевого прогиба на северо-восток, образовав Белореченский залив. Данные по ориентировке косых слоев относятся к первым элементам флишевых ритмов. Динамические текстуры распространены слабо, лишь в некоторых прослоях алевролитов. Поэтому для составления карты донных течений удалось собрать лишь 252 замера по 9 точкам (рис. 1, а). Большинство диаграмм-роз имеет большой разброс ориентировок, но основное направление течений можно все-таки наметить. Они действовали в западном направлении от Кавказской суши в глубь бассейна. Иногда появлялись южные направления. Разброс ориентировок можно связать со сложным тектоническим рельефом дна, так как осадки залегают на разной степени размытых породах титона, часто несогласно. Вокруг внутренних поднятий образовывались шлейфы конгломератов, и именно около внутренних поднятий мы наблюдаем частую смену направлений донных течений.

Гораздо более подробно оказалось возможным охарактеризовать донные течения в готеривском бассейне, исключая верхи готерива — фанарское время (рис. 1, б). Для составления карты использовано 762 замера по 24 точкам. В это время произошло значительное ускорение темпов прогибания, и осадконакопление приобрело чисто терригенный характер. На востоке северного склона (Белореченский залив) отлагались песчаные осадки, обогащавшиеся к югу глинами, а в Абино-Гунайском и Новороссийском прогибах отложились мощные (до 1400 м) толщи глин. Среди этих глин встречаются прослойки алевролитов и песчаников до первых десятков сантиметров мощности, количество которых увеличивается к югу и к юго-востоку. Песчаная пачка,

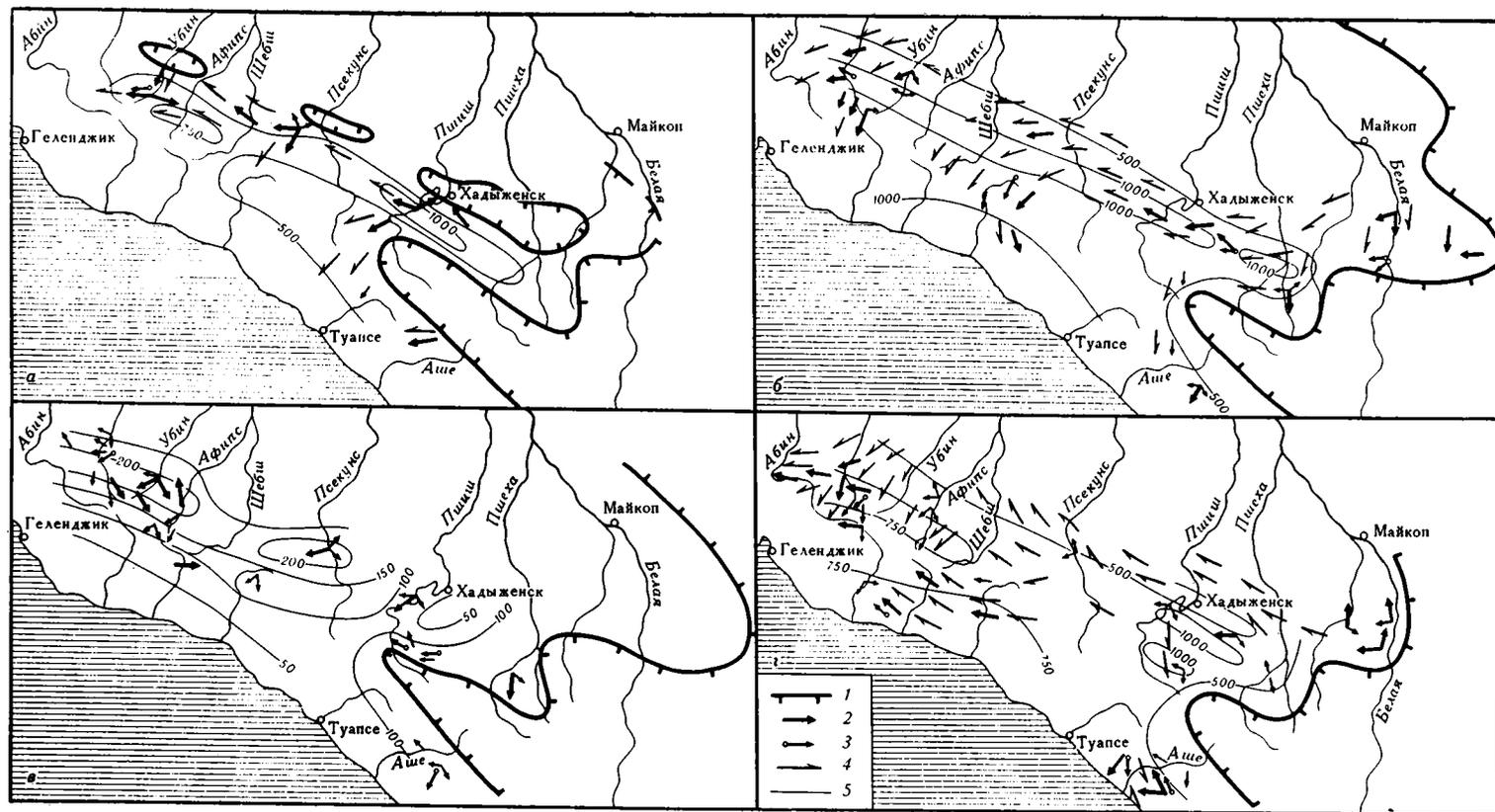


Рис. 1. Карты донных течений Северо-Западного Кавказа по отложениям берриаса — валанжина (а), готерива без фанарской свиты (б), фанарской свиты готерива (в) и баррема (г)

1 — береговая линия; 2 — среднее направление течения по данным массовых замеров ориентировки косой слоистости; 3 — среднее направление течения по данным массовых замеров ориентировки гиероглифов течений; 4 — предполагаемое направление течения; 5 — изопакты





Рис. 3 Карты донных течений Северо-Западного Кавказа по туронским (а), коньякским (б), кампанским (в) и марстрихтским (г) отложениям  
 условные обозначения см. на рис. 1

отмеченная в средней части (солодкинская свита), отвечает небольшой регрессии. Пачки с большим количеством прослоев алевролитов можно охарактеризовать как флишеидные.

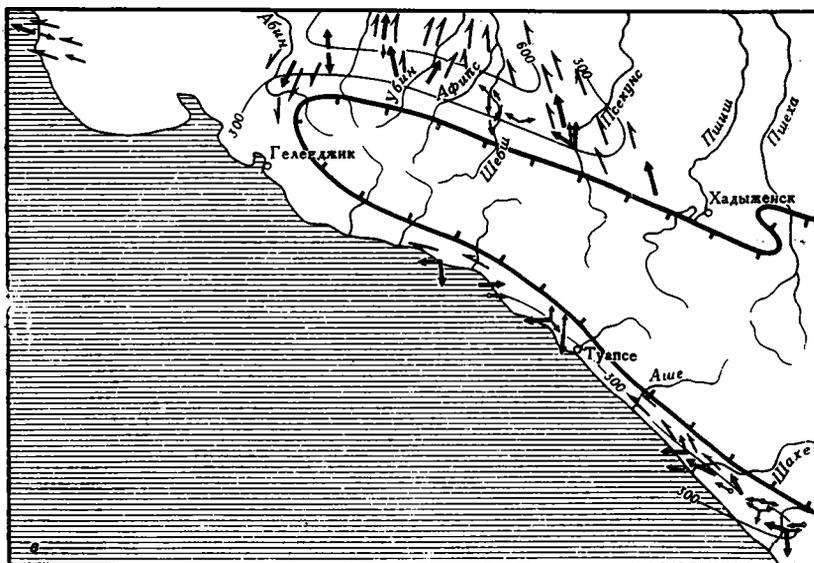
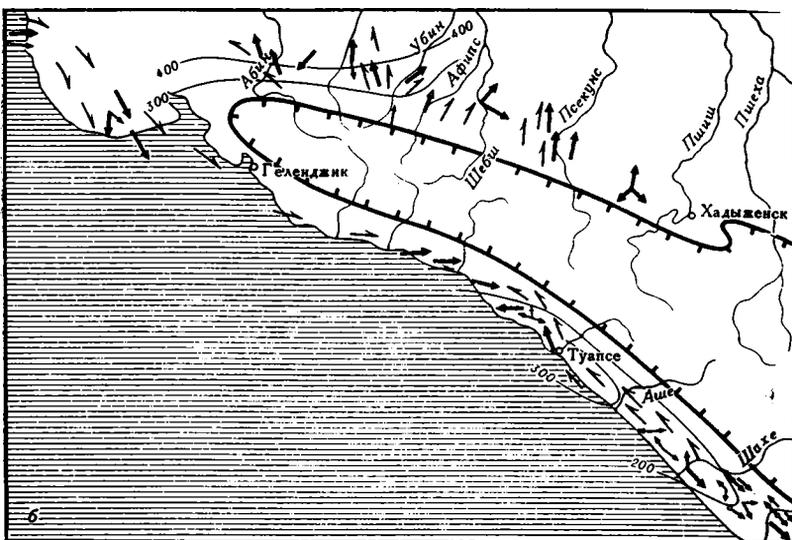
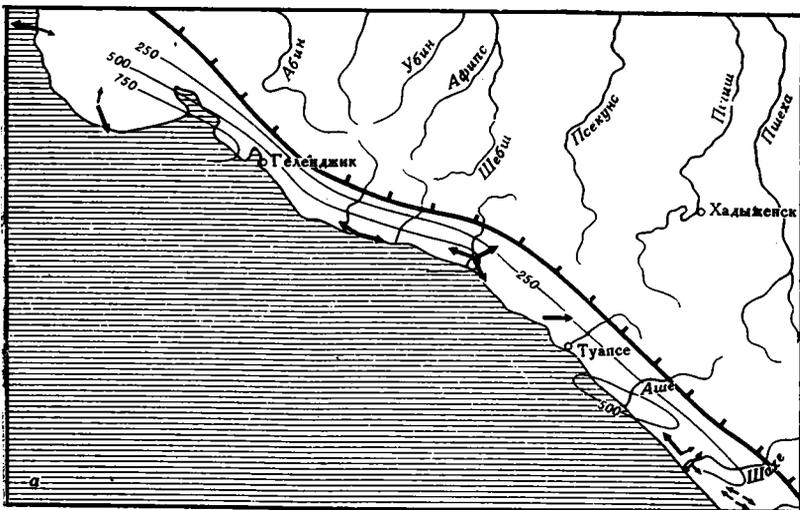
Серии косых слоек к востоку от Абино-Гунайского прогиба достигают десятков сантиметров мощности, тогда как во флишевых зонах их мощность очень невелика — обычно несколько сантиметров, редко первые десятки сантиметров. К востоку от Абино-Гунайского прогиба большое значение имеют южные направления донных течений, которые, вероятно, транспортировали в эту часть бассейна основную массу терригенного материала, что подтверждается и минералогическим составом песков. В прогибе преобладают западные направления, которые до

бассейна р. Тушепс идут примерно параллельно береговой линии. Далее, сохраняя то же западное направление, донные течения отходили от берега и выносили терригенный материал в глубь бассейна, в сторону более интенсивного прогибания его дна. На крайнем северо-западе (разрезы рр. Убин, Хабль) ощущается влияние северного источника сноса. В более южной полосе, пограничной между Абино-Гунайским и Новороссийским прогибами и в пределах последнего течения по всему фронту отклоняются на юг, что должно свидетельствовать о более быстром прогибании дна Новороссийской ванны. В Лазаревском прогибе преобладали южные направления — от Кавказской суши в глубь бассейна. В ряде мест изучалась ориентировка гieroгифов (реки Туха, Хабль, Шапсухо), которая всегда очень близко совпадала с ориентировкой серий косых слойков. Все диаграммы-розы обычно четкие, с одним максимумом частот ориентировок. Схема течений в целом отличается простотой и наглядностью.

В конце готеривского века (фанарское время) произошло значительное обмеление бассейна, что привело к появлению многочисленных подводных отмелей и баров, осадки которых представлены в настоящее время песчаниками, содержащими иногда устрицы. В более глубокие части бассейна также усилился приток материала песчано-алевритовой размерности. Судя по минералогическому составу, материал этот шел главным образом с Кавказа и Скифской платформы. В мощных песчаниках нередко встречаются косослойчатые текстуры барового типа, в то время как в разделяющих их песчано-глинистых пачках песчаники и алевролиты несут почти исключительно текстуры грядового типа. Карта течений составлена по 577 замерам в 22 точках (рис. 1, в).

Ориентировки косослойчатых текстур отличаются разнообразием как в отдельных разрезах, так и по площади. Можно установить, однако, что в целом в Абино-Гунайском прогибе преобладают западные и южные направления. В пограничной полосе с Новороссийским прогибом характерны южные и даже юго-восточные направления.

Афипская свита, приблизительно укладываемаяся в границы баррема, является одной из наиболее выдержанных по площади. Она представлена терригенным субфлишем со значительным преобладанием глин. Прослой алевролитов часты, но имеют мощность, измеряющуюся сантиметрами (редко до 20 см). Сохранившаяся от размыва часть баррема к востоку от Абино-Гунайского прогиба (Белореченский залив), также отличается от готерива значительно более глинистым характером. Косослойчатые текстуры грядового типа обычно не превышают по мощности 5—10 см. Не намного мощнее серии и в Белореченском заливе. Карта течений составлена на основании 1049 замеров в 28 точках (рис. 1, г). Несмотря на такой значительный материал, центральный участок карты не получил достаточного освещения. Следует обратить внимание на перестройку обстановки осадконакопления в Белореченском заливе. Если в готеривский век здесь преобладали южные направления течений, то в барремский — северные. Эта перестройка ощущается и по падению гранулометрического состава песчано-алевритовых пород в северном направлении, и по увеличившемуся значению кавказских компонентов минералогического состава в породах баррема. Очевидно, усилившееся воздымание Кавказского острова и нивелировка рельефа Скифской суши оказали влияние на перемену основного направления миграции терригенного материала. В Абино-Гунайском прогибе, так же как и в Новороссийском, преобладали западные течения. На западе, в современных долинах рек Убин, Иль и Хабль, отчетливо проявляются южные направления течений со стороны поднятия (выявленного по сейсмическим данным В. И. Корнеевым) в сторону Новороссийского прогиба, дно которого, как и раньше, прогибалось, по-видимому, быстрее, чем дно Абино-Гунайского прогиба. В Лазаревском



прогибе, на участке, примыкавшем к Кавказской суше с юга, направления течений непостоянны, при общей тенденции на юг и на северо-запад. В отдельных диаграммах-розах большой разброс ориентировок наблюдался сравнительно редко.

В аптский век (рис. 2) территория Северо-Западного Кавказа пережила сложную историю. Если в раннем апте приток песчаного материала усилился в Новороссийский и в западную часть Абино-Гунайского прогибов (Убинский горизонт), то в позднем апте основная масса песчаного материала стала отлагаться в части бассейна, примыкавшей к Кавказской суше (низы дольменной свиты, свита шапсухо). При этом в позднем апте продолжающаяся нижнемеловая трансгрессия привела к перекрытию морем Адыгейского выступа суши. Бассейн значительно расширился к северу, захватив большую часть Скифской плиты. Лишь на западе Абино-Гунайской зоны продолжали отлагаться существенно глинистые осадки. Косая слоистость на северо-восточном участке рассматриваемой территории обычно крупная, иногда серии имеют до 1 м мощности (р. Пшеха). Во флишевой зоне косая слоистость приурочена к сравнительно тонким прослоям песчаников и алевролитов (до 20 см). В связи со сложностью развития территории были составлены две карты — для нижнего и верхнего апта раздельно. Они обоснованы 1094 замерами, сделанными в 34 пунктах.

В раннем апте существовала довольно сложная схема течений (рис. 2, а). На северо-востоке течения действовали вдоль Кавказской суши, от нее и на нее. Далее они устремлялись на запад в глубь бассейна. Эта ветвь течений прослеживается в пределах Новороссийского прогиба до долин рек Шапсухо — Нечепсухо. Другое течение шло с поднятия, находившегося в пределах современного Западно-Кубанского прогиба. Оно охватывало меньший участок дна, чем в барреме. Интенсивное поднятие испытывала и Черноморская суша, что нашло отражение в резком увеличении песчаности убинского горизонта южного борта Новороссийского прогиба. С этим палеосклоном связаны северные направления донных течений западнее современной долины р. Вулан. Наконец, в Лазаревском прогибе ориентировки наклонов серий косых слоев отражают снос с Кавказской суши в глубь бассейна.

В позднем апте трансгрессия привела к тому, что многие поднятия, в том числе Черноморская суша и поднятие в пределах Западно-Кубанского прогиба, прекратили или резко ослабили свое влияние. Палеогеографическая картина значительно упростилась. Упростилась и схема донных течений (рис. 2, б). Во всем рассматриваемом регионе наблюдается единообразное, весьма четкое течение с востока на запад. Лишь в южной части Новороссийского прогиба течение отклонялось на юг, вероятно в связи с более интенсивным погружением этого участка дна.

Условия, существовавшие в альбе, мало отличаются от позднеаптских. В связи с тем, что осадки альба Абино-Гунайской зоны в значительной мере размыты, ориентировку текстур удалось изучить главным образом в пределах Новороссийского прогиба. Удалось произвести 963 замера в 28 пунктах (рис. 2, в). На карте видно, что основное направление донных течений с востока на запад в глубь бассейна сохранялось и в альбе, причем течение сначала идет вдоль северного берега Кавказской суши, уходя в пределы открытого бассейна. К югу от Кавказской суши (район Туапсе) в области развития дольменной свиты наблюдается большой разброс ориентировок как по площади, так и

Рис. 4. Карты донных течений Северо-Западного Кавказа по датским (а), нижнепалеоценовым (б) и верхнепалеоценовым (в) отложениям  
Условные обозначения см. на рис. 1

в отдельных пунктах, хотя общее западное направление сохраняется. Это связано, скорее всего, со сложным рельефом дна и поступлением крупных порций обломочного материала, не успевавшего выноситься далеко в глубь бассейна. Как и ранее, направления течений, определенные по гиероглифам и по косым слойкам, очень близки. Следует отметить, что по гиероглифам всегда получается очень четкая роза с минимальной дисперсией частот ориентировок, которая обычно отклонена несколько влево относительно розы по косой слойчатости.

Разрастание Кавказской суши привело к тому, что после раннемеловой трансгрессии море значительно сократилось в размерах и ушло в пределы Новороссийского прогиба (Гроссгейм, 1961). Тектонический режим несколько изменился. Началось интенсивное формирование флишевых толщ в течение всего позднего мела. Сеноманский флиш еще сохраняет терригенный характер. Общий прогиб южного склона отчетливо разделился на два: Геленджикский и Лазаревский (Гроссгейм, Жабрел, Пустильников, Хаин, Шарданов, 1958). Они разделялись зоной малых мощностей в междуречье Нечепсухо — Туапсе. В Геленджикском прогибе формировался терригенный флиш (свита кохотх), а в Лазаревском — туфогенный (свита паук). Карта составлена по 671 замеру в 19 точках (рис. 2, з). На границе двух овалов прогибания течения носят неустойчивый характер — розы дают большой разброс ориентировок. В Геленджикском прогибе розы более четкие и ориентировки наклонов косых слойков согласно указывают на существование северо-западного течения вдоль простирания прогиба, в сторону медленного нарастания мощностей. Напротив, в Лазаревском прогибе ориентировки наклонов серий косых слойков имеют больший разброс, хотя довольно отчетливо выявляется преобладание юго-восточных направлений течений.

Следующая карта составлена для турона, вернее для верхнего турона, так как в нижнетуронской ананурской свите косослойчатые текстуры распространены незначительно. Использован 731 замер в 26 разрезах (рис. 3, а). Турон представлен уже карбонатным флишем. Схема течений отличается простотой. На всем протяжении флишевого трога преобладают северо-западные течения, и лишь на границе двух частных прогибов наблюдается большой разброс ориентировок. Мы знаем, что в западной части этого участка в туронское время существовало внутреннее поднятие (Гроссгейм, 1961), которое являлось, вероятно, частью перемычки отделявшей Геленджикский прогиб от Лазаревского. Существование общего течения можно объяснить, по-видимому, тем, что дно Геленджикского прогиба опускалось быстрее, чем дно Лазаревского.

В раннесенонское время конфигурация флишевого трога почти не изменилась. Материалом для составления карты донных течений явились 2129 замеров в 41 разрезе коньякских и редко сантонских отложений (рис. 3, б). В Новороссийском прогибе течения действовали с востока на запад, вдоль флишевого прогиба. Начиная с современной долины р. Нечепсухо и юго-восточнее большое значение приобретают ориентировки наклонов серий косых слойков поперек флишевого трога. В пределах Лазаревского прогиба разброс ориентировок как в отдельных разрезах, так и для группы разрезов очень велик, причем западнее современной долины р. Аше в целом еще преобладают продольные ориентировки, а восточнее они переходят в поперечные. Вся картина ориентировок достаточно сложна.

Верхнемеловая трансгрессия достигла максимума в кампанский век. После большого перерыва возобновилось осадконакопление в Афиском прогибе, где формировался карбонатный флиш. Несколько расширился и Новороссийский прогиб, также являвшийся ареной флишеобразования. Кампанская карта течений составлена по 2030 замерам, сделанным

в 41 точке (рис. 3, в). Ближе к центральной части Афи́пского прогиба преобладали продольные течения, часто менявшие направления, иногда на 180°; ближе к бортам наблюдается большой разброс ориентировок. В западной части Новороссийского прогиба впервые появляется восточное направление течения, что связано, возможно, с замыканием прогиба на западе и появлением в связи с этим палеосклона. Восточнее современной долины р. Пшади течения были встречными — с востока на запад, т. е. к зоне наибольшего прогибания морского дна. Как и ранее, восточнее современной долины р. Нечепсухо ориентировки наклонов отличаются большим разбросом. Здесь проявляются и южные направления, от центрального поднятия Кавказа в глубь бассейна.

В маастрихтский век Афи́пский прогиб вновь замкнулся и образование флиша прекратилось. Лишь в отдельных заливах отлагались известковые илы. Новороссийский же прогиб продолжал интенсивно прогибаться. В нем накапливался мергельный флиш. Для составления карты течений было использовано 764 замера из 19 точек (рис. 3, г). В западной части трога восточные направления течений приобрели еще большее значение, чем в кампанский век. Чисто западные направления отсутствуют. В северной бортовой зоне прогиба и восточнее современной долины р. Вулан западные и восточные течения чередовались, а восточнее современной р. Туапсе, как и раньше, розы отличаются большим разбросом частот ориентировок. Судя по ориентировке гиероглифов, преобладали продольные по отношению к простиранию трога направления.

Датский флиш (серия дюрсо) формировался в еще более узком прогибе в связи с разрастанием центрального поднятия Кавказа. Карта составлена по 324 замерам в 9 точках (рис. 4, а). Донные течения действовали вдоль флишевого трога, но были недостаточно четкими, часто меняли свое направление. Для более детальных выводов материала недостаточно.

Новая трансгрессия была приурочена к началу палеоцена. Южный Новороссийский прогиб не изменил своих границ, зато в Афи́пском прогибе возобновилось интенсивное прогибание дна, компенсировавшееся осадконакоплением. Движения были контрастными. Прогибание дна бассейнов, окружавших центральное поднятие Кавказа, сопровождалось быстрым воздыманием этого поднятия, что привело к резкому увеличению количества песчаного материала, сносимого с него. На севере мергельный флиш свиты циге на большом протяжении обогащен мощными песчаными пачками. В этой части бассейна течения, как и вообще в Афи́пском прогибе, действовали поперек прогиба, от суши в глубь бассейна. В Новороссийском прогибе на западе, вплоть до долины р. Нечепсухо, течения переносили материал с запада на восток, вдоль флишевого трога. Восточнее этой долины преобладают уже западные направления, а восточнее современной долины р. Шахе — вновь восточные. Такая смена направлений связана, скорее всего, с существованием нескольких овалов прогибания. Карта течений раннего палеоцена составлена на основе 908 замеров в 24 точках (рис. 4, б).

В позднем палеоцене трансгрессия продолжала развиваться, хотя конфигурация береговых линий почти не изменилась. Мергельный флиш сменился терригенным. Карта течений сделана по 652 замерам в 211 разрезе (рис. 4, в). На севере, в Афи́пском прогибе, как и ранее, донные течения действовали с юга на север, от береговой линии в глубь бассейна (поперек прогиба). В Новороссийском же прогибе преобладало западное направление течения. По-прежнему в восточной половине трога наблюдается разброс направлений и иногда (бассейн р. Нечепсухо) восточные направления течения, что связано с неравномерным темпом прогибания на отдельных участках. По всей палеоценовой толще ориентировки гиероглифов более четкие, чем наклонов косых слоев.

Таким образом, в течение рассматриваемого интервала времени схемы донных течений на изученном участке менялись неоднократно. Если исходить из представлений о том, что ориентировка наклонов серий косых слойков и гироглифов тесно связана с наклонами морского дна и миграцией терригенного материала в сторону наибольшего прогибания земной коры, то по схемам донных течений можно судить о тектонической обстановке и ее изменениях во времени. В течение раннего мела, когда накапливались мощные терригенные толщи, основным направлением донных течений было западное. Течения устремлялись к центральной части овала прогибания, располагавшегося, вероятно, в районе современных Керченского и Таманского полуостровов. На этом фоне можно проследить, как во время формирования мощных глинистых серий устанавливались простые схемы течений, в которых приведенная выше закономерность проявлялась в наиболее ясной форме (отложения готерива, баррема, верхнего апта — альба). Когда формировались более мелководные песчано-глинистые толщи, схемы донных течений усложнялись за счет большего влияния тектонического рельефа дна (отложения валанжина, верхов готерива, нижнего апта). Каждое такое усложнение совпадало с некоторой общей перестройкой тектонического режима. Схема направлений течений барремского века не повторяет точно готеривскую, так же как альбская — барремскую и т. д.

Усложнение схем донных течений происходило еще и потому, что в отдельные отрезки времени некоторые поднятия, окружавшие рассматриваемый участок земной коры, проявляли тенденцию к ускоренному воздыманию, что приводило к появлению наклонов дна, соответствующих склонам поднятий. Для фанарского времени (а также для берриаса и валанжина) внутренние поднятия, создававшие ареалы грубообломочных накоплений, привели к образованию локальных наклонов дна, экспонированных различным образом, что сильно усложняло схему донных течений. В барремский век и в раннем апте усложнение схем произошло в результате воздымания поднятия в пределах современного Западно-Кубанского прогиба. На значительном протяжении от р. Убин до р. Хабль наклон дна бассейна на юг создал южное направление донных течений. В раннем апте усилившееся воздымание черноморской суши привело к появлению течения, направленного на север, по северному склону поднятия.

В поздне меловую эпоху и в палеоцене в пределах Новороссийской зоны существовал флишевый прогиб. Данные по ориентировке наклонов серий косых слойков показывают, что прогиб отчетливо разделялся на Геленджикский и Лазаревский овалы прогибания. Вначале (вплоть до сантона) первый из них прогибался более интенсивно. Начиная же с кампанского века, поднятия в области северо-западной части Черноморской суши привели к тому, что наклон дна Геленджикского овала прогибания изменился и, если он раньше открывался в сторону Анапы, то затем замкнулся, а центральная часть овала прогибания переместилась из района Анапы в район Архипо-Осиповки. Лазаревский овал прогибания имел более сложную конфигурацию; на всем протяжении мела и палеоцена для него была характерна частая смена направлений донных течений, что можно связать с плоским характером дна, малейший наклон которого в ту или другую сторону приводил к изменению направлений течений. Кроме того, здесь формировались более песчанистые осадки, что свидетельствует о мелководности этой части бассейна. Как мы показали выше, это всегда приводит к более отчетливо выраженному влиянию тектонического рельефа дна. В палеоцене очень интенсивно прогибался Афипский прогиб. Это подтверждается направлением течений и появлением мощных песчаников в разрезе палеоцена с быстрым нарастанием мощностей (до 1500 м) по направлению к центру овала прогибания.

Сравним карты донных течений с изопахическими схемами, которые для удобства совмещены на приведенных выше рисунках. Для построения этих схем материала было мало, и он далеко не всегда был безупречным. Это объясняется тем, что значительное прогибание формировало толщи осадков, мощности которых замерялись недостаточно точно из-за неполной обнаженности, неясности границ (особенно это характерно для нижнего мела) и сложной тектоники. Поэтому в ряде случаев изопахиты можно было провести лишь через крупные интервалы мощностей. Данные же по ориентировке течений оказывались точнее. Несмотря на это все же можно установить следующее. Течения либо перпендикулярны, либо параллельны изопахитам. В первом случае можно считать, что материал перемещался донными течениями от берегов или внутренних поднятий к центру овалов прогибания (рис. 2, а; 4, б, в). Во втором случае можно считать, что течения были направлены вдоль узких вытянутых бассейнов, в сторону их максимального прогибания (рис. 2, б, в, г; 3, а и др.). В центральных частях овалов прогибания наблюдается неустойчивое течение (рис. 3, б, г). То же характерно и для относительных поднятий, что иллюстрируется неустойчивостью течений в районе Туапсе. Здесь стабильно существовавшее поднятие разделяло Лазаревский и Новороссийский прогибы. На фоне этой общей закономерности существуют и исключения. Наблюдаются взаимно противоположные течения вдоль оси вытянутых бассейнов (рис. 3, б, в). В некоторых случаях течения, будучи перпендикулярны изопахитам, направлены из области большего прогибания. Это можно объяснить явлением перекомпенсации прогибания осадконакоплением. Пример этому — течение из Абино-Гунайского прогиба в Новороссийский через область с меньшими мощностями (рис. 1, б). Для мелководных бассейнов отмеченные выше закономерности не сохраняются (рис. 1, в).

Таким образом, на нашем примере можно убедиться, что схемы донных течений четко отражают тектоническую обстановку и несут в себе обширную информацию, позволяющую даже без помощи других построений восстановить тектонический режим дна бассейнов седиментации в отдельные отрезки времени. При детальном тектоническом исследовании, имеющих целью воссоздать историю развития отдельных участков земной коры, без подобного рода построений могут быть пропущены весьма важные детали, учет которых сделал бы наши представления о тектонических режимах более правильными и точными. Следует лишь оговорить, что вопрос о связи донных течений с рельефом дна и тектоническим режимом требует дальнейшей разработки при более комплексном литологическом исследовании.

#### Литература

- Гроссгейм В. А. К истории геологического развития территории Северо-Западного Кавказа в верхнемеловую эпоху. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, № 10, 1961.  
 Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах. Бюл. МОИП. Отд. геол., № 1, 1963.  
 Гроссгейм В. А. Донные течения в чокракском бассейне Южного Ставрополя. Докл. АН СССР, т. 156, № 4, 1964.  
 Гроссгейм В. А. Донные течения и тектоника. Сов. геология, № 9, 1965.  
 Гроссгейм В. А., Жабров И. П., Пустильников М. Р., Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Тектоническое районирование СЗ Кавказа и Предкавказья по геолого-геофизическим данным. В кн. «Тектоника нефтеносных областей», т. II, Госгиптехиздат, М., 1958.  
 Смирнов Л. С. Новые данные изучения косослойчатых текстур. Сов. геология, № 6, 1966.  
 Чернышев Н. И. Косая слоистость верхнепермских пород пермского Прикамья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1960.  
 Potter P. E., Pettijon F. J. Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, 1963.

УДК 551.24(479.24)

**Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, А. Э. БАГИРОВ, А. Д. ИСМАИЛ-ЗАДЕ**  
**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЛЫША И ЕГО СВЯЗЬ**  
**С ЭЛЬБУРСОМ И МАЛЫМ КАВКАЗОМ**

В Талышской складчатой зоне выделяются: Астаринский антиклинорий, Лерикский синклинорий и Буроварское поднятие, формирование которых происходило в поздне меловой и позднеэоценовый этап, а также Ярдымлинский межгорный и Астраханбазарский краевой прогибы олигоцен-миоценового этапа развития.

Имеется много общих черт альпийской складчатой структуры и палеогенового вулканизма Талыша с северо-западным Эльбурсом.

Талыш рассматривается как северо-западное продолжение Эльбурса. На отдельных этапах развития намечаются его структурные связи с Севано-Карабахской зоной Малого Кавказа.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТАЛЫША**

Талышская зона, характеризующаяся широким проявлением кайнозойского вулканизма основного субщелочного состава, представляет несомненный интерес с точки зрения сопряжения со смежными областями Эльбурса и Малого Кавказа. Однако вследствие некоторой обособленности Талыша эта связь до сих пор не получила должного освещения.

Тектоническое строение Талыша рассмотрено в основном в работах В. Е. Хаина, Ш. Ф. Мехтиева (1949) и Ш. Ф. Мехтиева, А. С. Байрамова (1953), где Талыш выделяется как «крупный антиклинорий первого порядка», входящий в систему мегантиклинория Малого Кавказа — Эльбурса.

Наши исследования (1962—1968 гг.) показали, что Талышская складчатая зона представлена следующими структурами: Астаринским антиклинорием, Лерикским синклинорием и Буроварским поднятием, формирование которых происходило в верхнемеловой — верхнеэоценовый этап позднеальпийского цикла развития данной геосинклинальной зоны, а также Ярдымлинским и Астраханбазарским межгорным и краевым прогибами — синклинориями, образовавшимися в олигоцен-миоценовый этап этого же цикла (рис. 1 и 2).

Астаринский антиклинорий, расположенный в юго-восточной части Талыша, сложен сильно дислоцированными туфогенно-осадочными породами верхнего мела — палеоцена и слабо дислоцированными вулканогенными породами нижнего и среднего эоцена и имеет северо-западное простирание. Северо-западная часть антиклинория в начале нижнего эоцена испытывала прогибание, в связи с чем Астаринский антиклинорий на современном эрозионном срезе может быть подразделен на две части: Астаринское поднятие и Космальянский прогиб.

Астаринское поднятие располагается в юго-восточной части Талыша, в междуречье Астарачай и Лямарчай. Юго-западный его борт частично перекрывается анальцимовыми лейцит-санидиновыми туфами трахиандезитов нижнего эоцена мощностью до 400 м, а северо-восточный борт находится в тектоническом контакте с вулканогенными породами среднего эоцена.

Слагающая Астаринское поднятие регрессивная туфогенно-осадочная формация датского яруса-палеоцена представлена (снизу вверх) туфоалевролитовой, туфопесчаниковой и туфогравелитовой толщами, общая мощность которых достигает 1200—1400 м. Они образуют ряд

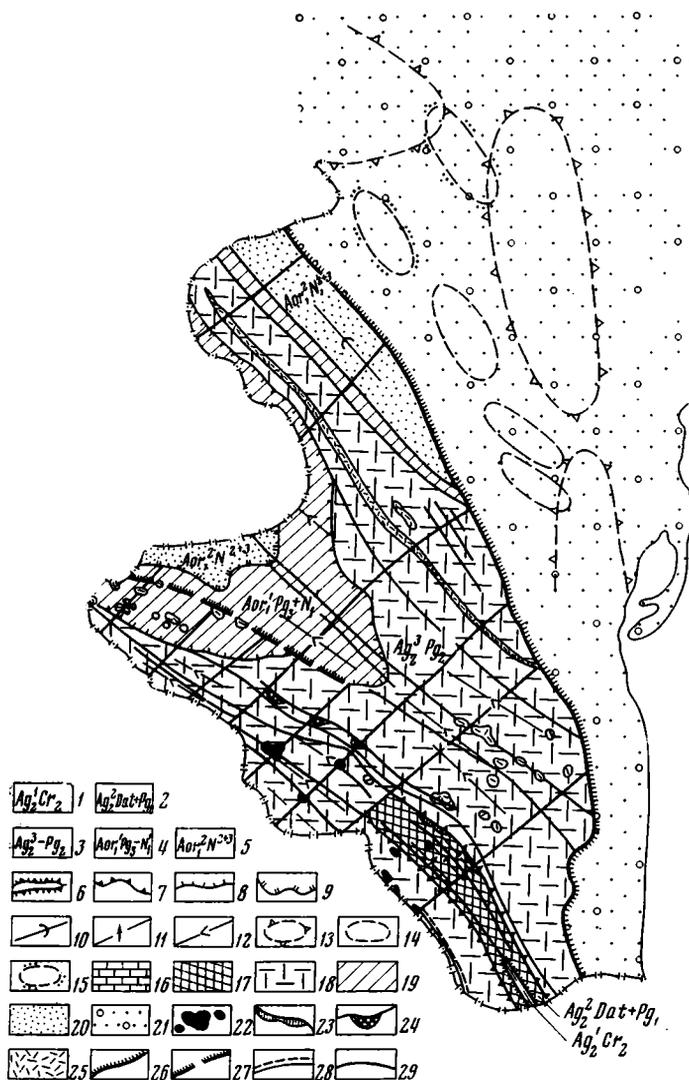


Рис. 1. Тектоническая карта Талыша.

Составили: Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаил-заде, 1968 г.

1—3 — альпийский позднегеосинклинальный этаж: 1 — нижний подэтаж, 2 — средний подэтаж, 3 — верхний подэтаж; 4—5 — раннеорогенный этаж: 4 — нижний подэтаж, 5 — верхний подэтаж; 6—9 — границы структурных этажей по подошве: 6 — датского яруса и палеоцена, 7 — нижнего эоцена, 8 — олигоцена, 9 — среднего миоцена; 10—12 — элементы складчатой структуры и складки: 10 — плавно изогнутые, 11 — изоклинные, 12 — гребневидные, 13—15 — погребенные поднятия, установленные по данным: 13 — гравиметрии, 14 — бурения, 15 — структурно-морфологическим; 16—21 — формации: 16 — карбонатная, 17 — туфогенно-осадочная, 18 — осадочно-вулканогенная, 19 — морская молласовая, 20 — лагунно-морская, 21 — континентально-морская; 22—25 — субвулканические интрузивы: 22 — нижне-среднеэоценовые, 23 — среднеэоценовые, 24 — верхнеэоценовые, 25 — верхнеэоцен-нижнеолигоценные; 26—29 — разломы, разграничивающие структурно-фациальные зоны и проникающие в доальпийское основание: 26 — наблюдаемые, 27 — погребенные, 28 — секущие мезозой и кайнозой, 29 — прочие

крутых, часто изоклильных складок (Дыльмадинская и Важакерская) северо-западного простирания, осложненных продольными и поперечными разломами, а также вторичной складчатостью.

Формирование складчатой структуры Астаринского поднятия началось в конце позднего мела (об этом свидетельствуют базальные конгломераты дания — палеоцена, залегающие на известняках верхнего мела и выступающие в ядре Дыльмадинской антиклинали) и завершилось в

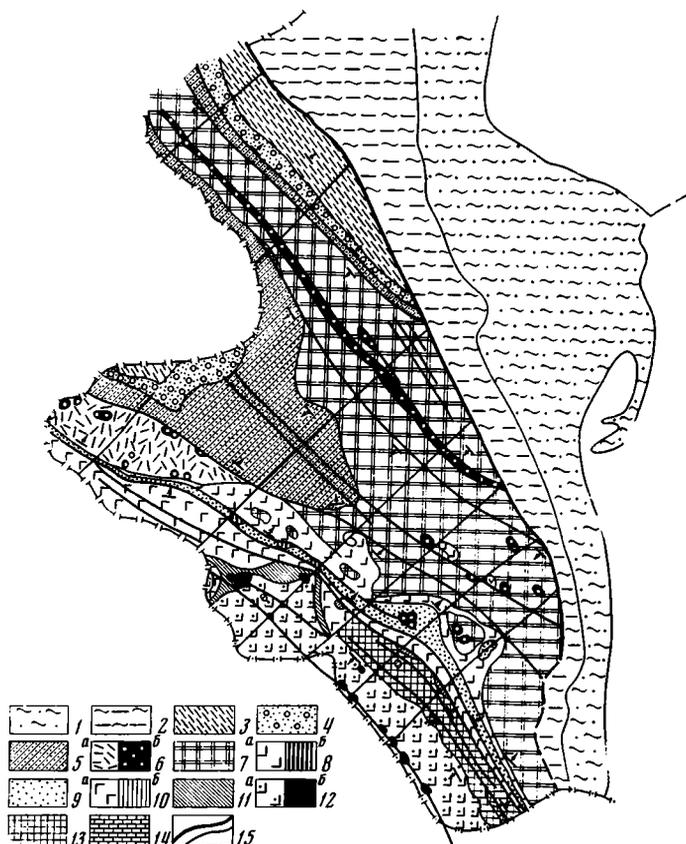


Рис. 2. Геологическая карта Талыша. Составили: Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаил-заде, 1968 г.

1 — современные отложения; 2 — древнекаспийские отложения (хазарский и хвалынский ярусы); 3 — верхний миоцен, песчано-глинистая толща; 4 — средний миоцен, глинисто-песчаная толща; 5 — олигоцен — нижний миоцен (майкопская серия); песчано-глинистая толща; 6 — верхний эоцен — нижний олигоцен, вулканогенная толща: а — лавы и вулканокласты трахибазальтов, б — субвулканические интрузивы трахидолеритов. 7—9 — верхний эоцен; 7 — алевроит-песчаная толща, 8 — вулканогенная толща: а — лавы, вулканические конгломерато-брекчии и туфы трахиандезитов лейцитовых и безлейцитовых, а также трахиандезито-базальты, б — субвулканические интрузивы трахиандезито-базальтов, 9 — туфогенно-осадочная флишеподобная толща; 10—11 — средний эоцен: 10 — вулканогенная толща: а — лавобрекчии и вулканические конгломераты трахиандезито-базальтов и эгириновых трахиандезитов, б — субвулканические интрузивы трахиандезитов, 11 — осадочно-туфогенная толща; 12 — нижний — средний эоцен: а — вулканогенная свита; анальцимовые лейцит-сандиновые туфы трахиандезитов, вулканические конгломерато-брекчии андезито-базальтов и базальтов, лавы и вулканокласты пикрит-трахибазальтов, лейцитовых базальтов, б — субвулканические интрузивы габбро-тешенитов, шонкинитов, эссекитов, кринанитов, трахидолеритов; 13 — датский ярус — палеоцен, туфогенно-осадочная свита, 14 — верхний мел, карбонатная толща; 15 — разломы

палеоцене. Оно сопровождалось разрывом датско-палеоценового субстрата.

Космальянский прогиб находится в северо-западной части Астаринского антиклинория и занимает верховья рек Конджауучай и Велешчай. С юго-востока он отделен от Астаринского поднятия Панавантским поперечным разломом. Космальянский прогиб сложен нижне- и среднеэоценовыми вулканогенными толщами (вулканическими конгломерато-брекчиями андезито-базальтов и базальтов мощностью 380—400 м, в низах, и лавово-вулканокластами пикрито-трахибазальтов, лейцитовых базальтов мощностью 440 м, в верхах), выше которых залегает

регрессивная осадочно-туфогенная толща (350—400 м) и толща вулканокластов и лав трахиандезитовых базальтов и эгириновых трахиандезитов (до 400 м).

Юго-восточный борт прогиба в зоне сопряжения с Астаринским поднятием характеризуется выклиниванием ликрит-трахибазальтовой и осадочно-туфогенной толщ нижнего и среднего эоцена. Вместо них здесь широко развиты вулканические конгломерато-брекчии трахиандезитовых базальтов поздней стадии среднеэоценового вулканизма.

Распределение продуктов ниже-среднеэоценового вулканизма и осадконакопление контролировались северо-западными разломами глубокого заложения и зависели от миграции оси прогиба этого времени на северо-восток.

К этим разломам приурочены вулканические центры, располагающиеся по юго-западному борту Астаринского поднятия, — Шандан-Каласы, Ляжи, Диваши, Калапуты, Зеленая Сопка (андезито-базальты и трахибазальты), в Космальянском прогибе — Гельдара и Говери (эссекситы и кринаниты) и по северо-восточному борту Астаринского поднятия — Разгов и др. (трахиандезиты).

Для среднеэоценовой вулканогенной толщи характерны расположенные цепочкой многочисленные глыбы известняков верхнемелового субстрата, прихваченных по разлому изливавшейся лавой.

Лерикский синклинорий, представляющей собой структуру второго порядка, охватывает большую часть территории Южного, Центрального и Северного Талыша и переходит на юго-востоке и северо-западе в сопредельные районы Ирана. Современные контуры юго-западного борта синклинория, сложенного среднеэоценовой вулканогенной толщей трахиандезитовых базальтов, четко вырисовываются. Прямолинейность и вытянутость его в северо-западном направлении обусловлены продольными разломами, вдоль которых приведены в тектонический контакт толщи среднего эоцена (вулканогенная трахиандезито-базальтовая) и датского яруса-палеоцена (туфогенно-осадочная).

Северо-восточный же борт синклинория был неустойчивым, испытывавшим в течение последующей геологической истории неоднократные дифференциальные движения. На современном эрозионном уровне он занимает погребенное положение и восстанавливается только по косвенным признакам. К ним относится субмеридиональное поднятие — Предталышский максимум, установленное геофизическими работами В. В. Федьнского, а также И. О. Циммельзона (1959), Р. М. Гаджиева (1965) и др. в низменной части Талыша (между Новоголовкой и Астарой). Это поднятие отделяется от низкогорья по глубинному разлому. Имеющийся здесь максимум интерпретируется как гравитационное отражение приподнятого кристаллического фундамента, выступавшего в течение мезо-кайнозоя как поднятие. Наряду с этим буровыми скважинами установлено в районе Новоголовки наличие комплекса верхнемеловых (?) осадочных пород мощностью 1000 м, очевидно, аналогичного таковым Астаринского поднятия и северного погружения Эльбурса в Иране. Эти отложения трансгрессивно (базальные конгломераты в керне скважины) перекрыты верхнеэоценовыми осадочными породами, содержащими пластовые интрузии долеритов и долерито-базальтов, так же как это известно в Буроварском поднятии. Здесь присутствует и флишoidalная фация сокращенной мощности (до 300 м). Все это указывает на то, что эта часть Талыша в течение длительного времени представляла собой неустойчивую сушу, которая ограничивала с северо-востока Лерикский прогиб и испытала очередное погружение во второй половине позднеэоценового времени.

Структура Лерикского синклинория резко асимметрична, что проявляется как в различии его бортов по простиранию, так и в изменении фаций и мощностей отложений. При этом субстрат прогиба очевидно

имел блоковое строение, по унаследованному плану которого в после-эоценовое время развивались поперечные поднятия (Гамаратское, Дыманское) и прогибы (Чайрутский), градиенты и знаки роста которых неравномерно менялись во времени.

Вулканогенно-осадочный комплекс верхнего эоцена Лерикского синклинория характеризуется трехчленным строением и состоит внизу из туфогенно-осадочной (200—1000 м), затем вулканогенной (вулканокласты и лавы трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов до 1000 м) и выше алеврито-песчаной (до 800 м) толщами.

Развитие этого комплекса Лерикского синклинория завершается в конце позднего эоцена — начале олигоцена общим поднятием всего Талыша и складчатостью. Последняя имеет менее напряженный характер (падение на крыльях не превышает 15—30°) по сравнению с дислокациями нижедатского-палеоэоценового структурного этажа Астаринского поднятия (падение на крыльях 70—85°). Однако развитие ее происходило унаследованно по отношению к даний-палеоэоценовому субстрату. Складки Лерикского синклинория (Пенсарская, Даштукская, Гавтанинская широкие синклинали и разделяющие их Тербезлинская и Борзовинская узкие антиклинали) ориентированы в юго-восточном направлении параллельно бортам прогиба. Они переходят на территорию Ирана. Осложнены они разломами северо-западного (ранние) и северо-восточного (поздние, смещающие) направлений, а также Гамаратским горстковым блоком, к которому приурочены послеверхнеэоценовые — нижнеолигоценовые интрузивы пикрит-пироксенитов, габбро и тешенитов Гамарата, долеритов и долеритовых базальтов Джангасара, Бибианы, Ленкоранки.

Буроварское поднятие — это унаследованная структура, сформировавшаяся в конце верхнего эоцена — начале олигоцена и испытывавшая затем неоднократные нарушения, наиболее сильные из которых были связаны с неотектоническими движениями. В зоне этого поднятия верхнеэоценовые глинисто-алеврито-песчаные отложения залегают в виде широкой моноклинали (с падением на юго-запад под углом 15—20°), прослеживающейся на значительном расстоянии между Болгарчаем на северо-западе и Веравулчаем на юго-востоке.

В современной структуре северо-восточная часть Буроварского поднятия срезана Предталышским разломом глубокого заложения и захоронена под четвертичными отложениями. Этот северо-западный разлом отсекает юго-восточную часть Лерикского прогиба и является активным, в настоящее время к нему приурочены фокусы землетрясений.

Переход от Буроварского поднятия к Лерикскому прогибу (Ярдымлинский синклинорий предыдущих исследователей) наблюдается по Веравулчаю (между с. Вильван и горой Диздони), где происходит резкий поворот на восток и юго-восток как простираемый слоев флишевой верхнеэоценовой осадочной толщи вместе с интрузивными залежами, так и продольных разломов Буроварского поднятия. У с. Гавтаны углы падения слоев резко изменяются от 35—40° до 10—15°. Очевидно, на границе этих структур проходит разлом, фиксируемый в районе с. Гавтаны выходами горячих минеральных источников.

Орогенный этап развития Талыша, начавшийся после заключительных складкообразовательных движений конца эоцена — начала олигоцена, характеризуется общим воздыманием Астаринского антиклинория, Буроварского поднятия и Лерикского синклинория. Прогибание в это время перемещается в крайнюю северо-западную часть Лерикского синклинория, где закладывается наложенный Ярдымлинский прогиб. В раннюю стадию его существования (конец позднего эоцена — начало олигоцена), в пределах северо-восточной Дыманской части прогиба происходил вулканизм центрально-трещинного типа, контролируемый

уже не продольными (как это было в Лерикском прогибе), а поперечными, северо-восточными разломами, по которым отмечены блоковые смещения. Продукты этого наземного вулканизма представлены лавовыми потоками витрофировых трахибазальтов, а в завершающей стадии — вариолитовыми лейцитовыми трахиандезитами общей мощностью 450—500 м. Залегают они моноклинально со слабым наклоном (до 10—15°) на Северо-восток, падая под майкопские отложения Ярдымлинского прогиба. Вдоль поперечных разломов отмечаются многочисленные субвулканические интрузивы Аваша, Дагузи, Кюракчи, Арпачку, Кулидаш, Мраморная, Нися-Кала, а также мелкие шиповидные их тела по Авашчаю, Дагузи, Пештасарсу и Алларсу, представленные габбро-долеритами, долеритами, долеритовыми базальтами и базальтами.

Олигоцен-нижнемиоценовые молласовые отложения (майкопская серия) межгорного наложенного Ярдымлинского прогиба с разрывом и угловым несогласием налегают на флишевую верхнеэоценовую туфогенно-осадочную толщу Лерикского синклинория. Складчатость этих отложений выражена широкими и пологими синклиналями (Бозайранской, Сырыхской, Арусской и Оюбинской) и разделяющими их узкими антиклиналями (Кергядыгской, Веровской и Жийской) северо-западного простирания, которые осложнены продольными разломами, ориентированными параллельно осям антиклиналей.

Астраханбазарский краевой прогиб (синклинорий) расположен в северо-восточной части Талыша и выполнен глинисто-песчаными отложениями среднего и верхнего миоцена суммарной мощностью 1300 м. Юго-западный его борт четко оконтуривается по тектоническому контакту средне-верхнемиоценовых отложений с верхнеэоценовыми алеврито-песчаными породами Буроварского поднятия. Северо-восточным ограничением прогиба служил борт погребенного Южно-Муганского поднятия (Новоголовка), простирающегося параллельно Буроварскому поднятию и характеризующегося отсутствием отложений среднего миоцена — нижнего сармата.

Конец миоцена — начало плиоцена ознаменовалось общим поднятием и образованием складок (Гемерлинской, Тумарханлинской, Агдашской, Новоголовской антиклиналей) Астраханбазарского синклинория, пересеченных разрывами (надвигами, сбросами, сдвигами), по которым происходили смещения и опрокидывание складок на север.

План складчатости носил унаследованный характер с выполаживанием всех структур на северо-восток, в сторону погребенного поднятия.

Разломы, разграничивающие основные структуры Талыша и контролировавшие эоценовый вулканизм, прослеживаются в смежные районы Иранского Талыша (Даште-Мугань), где они меняют северо-западные простирания и на близширотные, образуя при этом дугообразный изгиб, обращенный на север, параллельно северным современным контурам Карадагского поднятия.

Наряду с этим в зоне юго-восточного окончания Малого Кавказа по левобережью Аракса наблюдается затухание положительных структур и разграничивающих их разломов и отмечаются разломы и флексуры северо-восточного направления.

Имеющийся фактический материал показывает, что все эти разломы являются унаследованными и ограничивали Карадагское поперечное поднятие в различные этапы альпийского цикла его развития. Следует полагать, что они принадлежат Зангезурской шовной зоне, к крайним западным ответвлениям которой приурочены гранитоидные интрузии Южного Зангезура — Иранского Азербайджана и вулканическое сооружение Савалана.

Вопросу о положении горного Талыша в системе альпийского геосинклинального пояса посвящен ряд работ, в которых структура этой области и взаимоотношения ее со смежными тектоническими зонами Кавказа и Ирана трактуются по-разному. Так, в тектонической схеме Ф. Д. Освальда (1915) Талыш считается непосредственным продолжением Карабаха (Малый Кавказ). А. Н. Соловкин (1939) считает Талыш ответвлением Главного Кавказского хребта; в ранних работах В. П. Ренгартена (1941), К. Н. Паффенгольца (1948) и М. А. Кашкая (1947) Талышская зона принимается за продолжение Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Начиная с 1950 г. Талыш, по данным работ М. В. Муратова (1946, 1969), Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова (1953), В. Е. Хаина (1953, 1964), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Э. Ш. Шихалибейли (1966—1968), связывается с юго-восточной частью Малого Кавказа. При этом проводится сопоставление ряда крупных структурных единиц: в частности, Ярдымлинского прогиба с Мартунинским синклинорием, и Астаринского антиклинория с Карабахским. В более поздних опубликованных работах такое сопоставление несколько уточнялось и высказывались мнения о связи Талыша на юго-востоке с прилегающими частями Эльбурса.

Многолетние исследования авторов в Талыше и анализ литературных данных по Эльбурсу и Малому Кавказу показали, что Талыш может рассматриваться в качестве продолжения на север северо-восточного крыла Эльбурса. На отдельных этапах альпийского цикла развития он был связан с частными структурами Севано-Карабахской зоны.

Северная часть Эльбурса представляет собой сложное складчатое сооружение, имеющее много общих черт по своему строению, особенностям развития и плану альпийской складчатости, а также по характеру палеогенового вулканизма с Талышом. Продукты эоценового вулканизма, совершенно такие же, как в Талыше, юго-восточнее отмечаются в сопредельных районах Северного Эльбурса. Точно так же структуры Эльбурса служат юго-восточным продолжением структур Талыша (рис. 3).

Изучение Эльбурского мегантиклинория показало, что он при почти широтном простирании, огибая край Южно-Каспийской котловины, испытывает при этом неоднократное воздымание и погружение шарнира. Во время экскурсии коллоквиума по тектонике альпийской складчатой зоны Малой Азии в 1967 г. было сделано пересечение Эльбурса по линии Карадж — Чалус, в котором участвовали Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, А. А. Богданов, А. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, М. В. Муратов, А. В. Пейве, Дж. Штёклин и другие геологи Ирана, Турции, Франции, ФРГ. При этом наблюдались выходы слабо метаморфизованных пород инфракембрия (формация «Кахар», сланцево-песчаных и карбонатных отложений нижнего кембрия доломиты «Солтание», формации «Барут», «Зайгун», «Лалун») и карбонатных пород среднего и верхнего кембрия (формация «Мила») или (восточнее ущелья Чалус) сланцево-карбонатных пород верхнего девона — нижнего карбона — нижней перми и известняков с основными эффузивами формации «Рутех» верхней перми.

Следующий крупный комплекс охватывает отложения нижнего и среднего триаса (известняки и доломиты «Эликаха»), нижней юры (песчаники и сланцы «Шемшака»), средней и верхней юры (известняки «Даликая» и «Лара»). Стратиграфически выше залегают светло-серые известняки и мергели (с несколькими горизонтами потоков основных лав и туфов в нижней части) апта-маастрихта мощностью около 1500 м (рис. 3).

Северо-западнее Чалуса, в бассейне р. Сефид-Руд, в строении Эльбурса принимают участие эоценовые вулканогенные образования. Далее

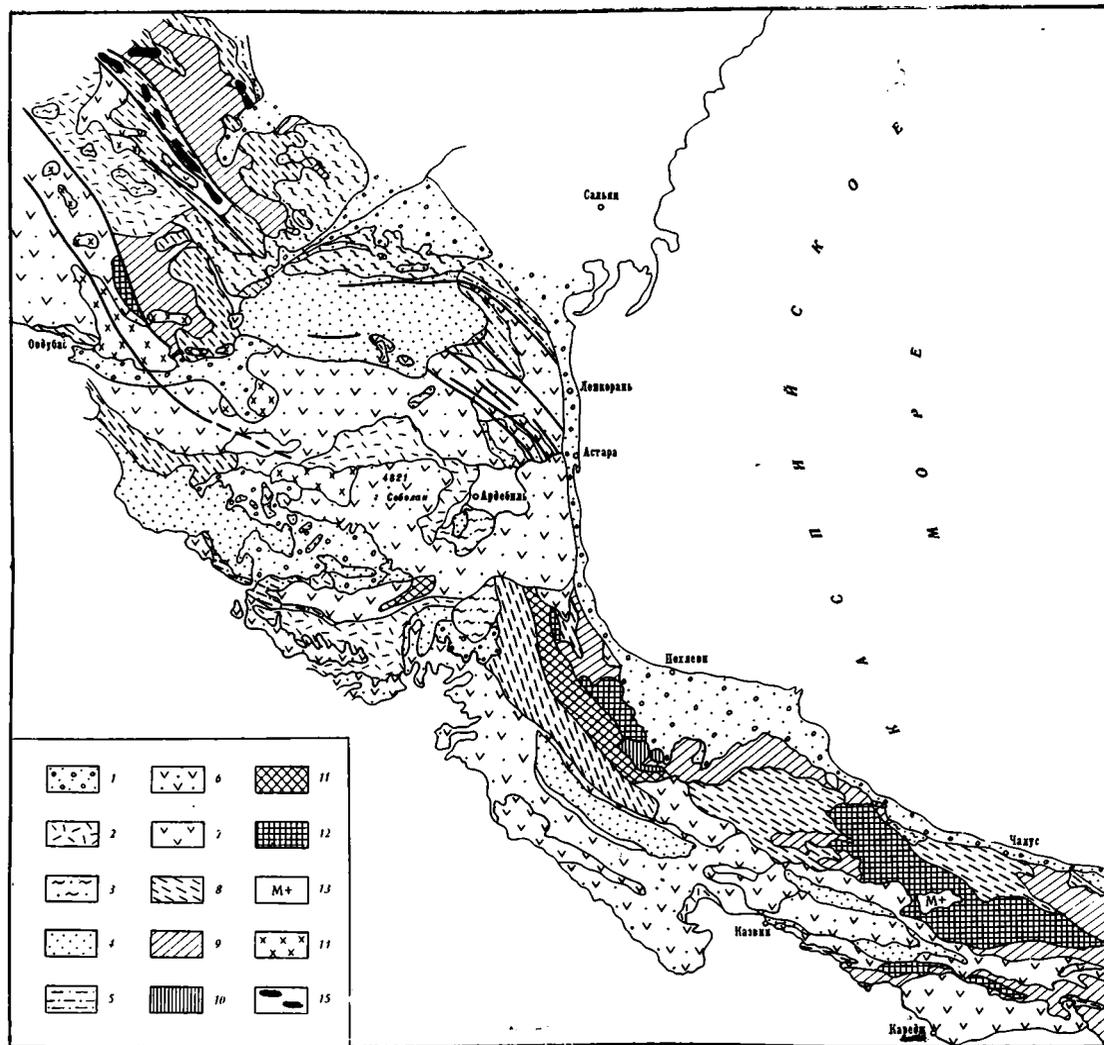


Рис. 3. Схематическая геологическая карта сопредельных частей Малого Кавказа, Талыша и Эльбурса

1 — четвертичные отложения; 2 — плио-плейстоцен: лавы и вулканокласты; 3 — мио-плиоцен: глины, песчаники; 4 — миоцен: песчаники и глины; 5 — олигоцен — миоцен — песчаники, глины и мергели; 6 — эоцен: вулканогенные породы; 7 — эоцен: осадочно-вулканогенные образования; 8 — мел; 9 — юра; 10 — триас; 11 — мезозой, не расчлененный; 12 — палеозой; 13 — метаморфический комплекс; 14 — кислые интрузивы; 15 — ультраосновные интрузивы

в том же направлении уже в районе Решта вновь наблюдается воздымание шарнира Эльбурса, в связи с чем в ядре его выступают породы инфракембрия, палеозоя и триаса; севернее Решта они снова погружаются, здесь резко изменяется простирание Эльбурса с близширотного на близмеридиональное. В области этого перегиба он сложен породами юры и мела, а далее к северо-западу на всем протяжении до Астары — эоценовыми эффузивами среднего и основного состава. Затем уже в пределах Талыша отмечается новое воздымание шарнира этой структуры, и здесь, в ядре Астаринского антиклинория, выступают карбонатные породы верхнего мела и туфогенно-осадочные серии датского яруса — палеоцена, а в сопряженных с ним прогибах — Космальянском, Лерикском и Ярдымлинском — вулканогенные породы эоцена и осадочные отложения олигоцена — миоцена.

Огромная роль в развитии Северного Эльбурса и Талыша принадлежит разломам, которые в большинстве случаев служат границами между главными тектоническими структурами. Разломы глубокого заложения (типа надвигов) приводят в северной части Эльбурса в тектонической контакт породы инфракембрия с мелом и эоценом, а в районе Қазвин-Решта и западнее Эльбурс образует крутой склон Иранского нагорья, расчлененный глубокими сбросами. По краевому разлому северо-восточного крыла Северного Эльбурса в тектонический контакт приведены породы юры и мела, с одной стороны, и миоцена, с другой (район Амола), далее к северо-западу — отложения нижней и средней юры и нижнего мела (район Чалуса), юрские отложения и метаморфический комплекс инфракембрия (район Лохиджан). Продолжением этого разлома является другой разлом север-северо-западной ориентировки, срезающий в Талышской зоне северо-восточный край Буроварского поднятия. В интервале Амола — Чалус — Шахсувар — Пехлеви — Астара, а также в пределах Талышской зоны между Талыш-Вандамским погребенным выступом и Нижнекуруинской впадиной краевой разлом северо-восточного крыла Эльбурса представляет собой шовную зону.

На северо-западе, в сопредельных районах Иранского Азербайджана и Талыша, все структурные элементы первого и второго порядка, включая разрывы, дугообразно изгибаются на запад. Вулканические и разделяющие их осадочные формации эоцена выполняют здесь широкий прогиб близширотного простирания, который является продолжением Космальянского и Лерикского прогибов.

В той части Иранского Азербайджана, которая примыкает непосредственно к западным районам Талыша, к датскому ярусу — нижнему эоцену, по данным Х. Тараза (1969) отнесена толща песчаников, глин, мергелей, известняков и вулканогенных пород, несогласно перекрывающих известняки верхнего мела. Эту серию иранские геологи сопоставляют с астаринской формацией Талыша (по нашей стратиграфической схеме, даний-палеоценового возраста).

Средний эоцен северо-западной части Ирана представлен мощным (>3000 м) осадочно-вулканогенным комплексом, залегающим с резким угловым несогласием на различных стратиграфических горизонтах вплоть до верхнего мела. Нижняя часть его сложена песчаниками и сланцеватыми глинами, переслаивающимися с туфами и потоками базальтов и трахиандезитов; в верхней части разреза преобладают глины и мергели, перемежающиеся с туфопесчаниками и туфами.

При этом если в среднем эоцене увеличение вулканического материала в составе толщи происходило с востока на запад, то в позднем эоцене мощность и количество вулканических потоков возрастало в восточном направлении. Мощные толщи базальтов и их вулканокластов верхнего эоцена — нижнего олигоцена по простиранию переходят из Талыша — в бассейн Велешчая (северо-восточная часть Ярдымлинского прогиба).

Палеогеографический анализ верхнемеловых отложений рассматриваемой территории Эльбурса (Штёклин и Набави, 1969), Астаринского поднятия Талыша<sup>1</sup>, Даште — Мугани (Тараз, 1969) и прибортовых частей Нижнеараксинской депрессии, а также данные буровых скважин Новоголовка, Ждановская и Бегманлы — показывают, что в неокэме и в позднемеловое время восточное продолжение Карадагского поперечного поднятия (от места слияния Акеры и Аракса до Каспийского моря) испытывало ступенчатое погружение в связи с образованием Эльбурс-Малокавказского геосинклинального прогиба, который на западе и северо-западе был связан с Предмалокавказским прогибом. В Сарыбабинском, Гочагском, Мартунинском прогибах юго-восточной части Малого Кавказа одновременно с трансгрессией моря в альбе, коньяке, сантоне произошло оживление продольных глубинных разломов, которое сопровождалось вулканизмом, тогда как в кампане отлагались исключительно карбонатные осадки. В это время восходящие движения, по данным Э. Ш. Шихалибейли (1966—1968), окончательно поднимают Сомхито-Агдамскую зону и способствуют дальнейшему росту Карабахской геантиклинали.

Начиная же с маастрихта и особенно после датского века происходит общее воздымание и поднятие верхнемеловых прогибов, и поэтому основной областью осадконакопления в палеоцене оказался Предмалокавказский краевой прогиб, который, очевидно, на юго-востоке был связан с Астаринским прогибом. В дании — палеоцене общее поднятие завершается складчатостью, верхний возрастной предел которой для Эльбурса и Иранского Азербайджана Дж. Штёклин и Х. Набави (1968) определяют как палеоценовый, что соответствует нашим данным по Талышу.

Таким образом, конец позднего мела и начало палеогена характеризуются значительными поднятиями и расширением суши. В этот период окончательно формируется общий геотектонический план Малокавказско-Эльбурской геосинклинальной зоны. При этом прадиянты роста отдельных ее элементов были неодинаковыми, вследствие чего в эоцене на общем фоне воздымания возникли прогибы на меловом субстрате в пределах Талыша и центральной части Малого Кавказа.

В этих прогибах по глубинным разломам (ранним оживленным и вновь заложеным) в эоценовое время происходил многократный вулканизм основного и среднего составов, продолжавшийся с перерывами вплоть до антропогена (вулканы Савалан, Салават, Харам в западной части Талышского прогиба и Кети, Кечалдаг, Давагёзу в Кельбаджарском прогибе).

Талышский прогиб, по имеющимся данным (Азизбеков, 1967), занимал значительную площадь, охватывая территорию горного Талыша и сопредельные области Иранского Азербайджана. Южный его борт намечается выступом юрско-верхнемелового комплекса на северо-западном погружении Эльбурса, между Херобадом и Миане, далее он проходит по линии Марага — Тавриз — Джульфа. Северным обрамлением прогиба служили юго-восточные края Агдамской, Карабахской и Старотагской антиклиналей Малого Кавказа, оси которых, по данным В. Е. Хаина (1964) и Э. Ш. Шихалибейли (1966—1968), погружаются вдоль левого берега Аракса в сторону от Нижнеараксинского поперечного поднятия<sup>2</sup>. На запад-северо-западе, а также юго-востоке и северо-востоке

<sup>1</sup> Здесь, в бассейне р. Истисучай, у с. Дыльмады в ядре антиклинальной складки в 1965 г. установлено наличие верхнемеловых известняков, трансгрессивно перекрытых с базальными конгломератами в основании туфогенно-осадочной толщей дания — палеоцена мощностью 1200 м.

<sup>2</sup> Это поднятие, по Э. Ш. Шихалибейли, является структурным продолжением докембрийского поднятия Иранского Карадага, которое на современном фоне выражено, судя по наличию гравитационного максимума у слияния Куры и Аракса (часть Талыш-Вандамского максимума), погребенной структурой, интенсивно погружавшейся в период после позднего мела и палеогена.

Талышский прогиб был связан соответственно с Ордубадским, Кельбаджарским и Южно-Эльбурским палеогеновыми прогибами.

В значительной своей части Талышский прогиб сложен мощным (до 5000 м) осадочно-вулканогенным комплексом эоцена. Однако в его северной части, вдоль юго-восточного края Малого Кавказа (левобережье Аракса), эти отложения на значительном расстоянии на поверхности не обнажаются. Они перекрыты более молодыми олигоценовыми и неогеновыми образованиями и вскрыты буровыми скважинами на площади Ждановская (фораминиферовые слои эоцена). Их мощность достигает 400 м в прогибах и не превышает 50 м на сводах меловых выступов. Представлены они мергелями, глинами и песчаниками с прослоями вулканических пеплов и туфогенных пород, содержащих рыбные и растительные остатки. Почти такая же ассоциация пород эоцена (мощностью до 1000 м) с несколькими пластовыми интрузиями базальтов вскрыта глубокими скважинами в районе Новоголовки (Южно-Муганское поднятие). Установлено, что на север и северо-восток от Талыша постепенно происходит уменьшение вулканического материала в составе эоценовых отложений и возрастает роль осадочных пород. Это, очевидно, связано с тем, что вулканические центры в эоцене находились в Космальянском и Лерикском частных прогибах (Шанданкаласы, Ляжи, Диваши, Калапуты, Говери, Гельдара, Разгов, Розаново, Бузеир, Пашагел, Кызкаласы и др.), а также в сопредельных районах Иранского Азербайджана (Саваланском, Салаватском, Бургушатском и Богровдагском), в то время как в северных частях Талышского прогиба и в Предмалокавказском краевом прогибе происходило накопление терригенного материала с примесью продуктов вулканизма в виде прослоев пепла, гилаби, туффитов и туфопесчаников.

Связь Талышского прогиба с Кельбаджарским прогибом, очевидно, осуществлялась через узкий Акеринский прогиб, уцелевшие от размыва среднеэоценовые флишоидные глинисто-песчаные породы которого, по данным Э. Ш. Шихалибейли (1966—1968), согласно залегают на известняках верхнего сенона. В Кельбаджарском же прогибе интенсивному среднеэоценовому вулканизму (андезитовые лавы и вулканокласты достигают мощности 2000 м) предшествовало накопление глинисто-карбонатных осадков верхнего палеоэоцена — нижнего эоцена (до 400 м) и нуммулитовых известняков среднего эоцена (до 200 м), несогласно залегающих на различных по возрасту породах, вплоть до альба.

Вулканизм верхнего эоцена в этом прогибе носил, по данным Г. И. Аллахвердиева, ослабленный характер и был представлен покровами андезитовых лав, переслаивающихся с осадочно-туфогенными породами.

В Акеринском прогибе верхнеэоценовые отложения отсутствуют. Очевидно, эта периферийная часть Малого Кавказа испытала воздымание раньше, чем Кельбаджарский прогиб. В связи с этим с позднего эоцена до позднего миоцена включительно связь Талышского прогиба с Малым Кавказом была прервана и восстановилась лишь в позднем плиоцене.

Полученные в последние годы данные по геологии правобережья Аракса дают нам (в совокупности с ранее имевшимися материалами по северо-восточной части левобережья Аракса) основание выделить для олигоцен-антропогенового периода единый Ярдымлы-Нижнеараксинский (или же Ярдымлы-Султанлинский) унаследованный межгорный прогиб, который охватывал также район Даште-Мугани и был с севера и северо-востока тесно связан с аналогичными прогибами Нижне-Куринской депрессии и Каспия.

Олигоцен-нижнемиоценовые молассовые отложения (майкопская серия) Талыша лежат несогласно на флишоидной верхнеэоценовой туфо-

генно-осадочной толще Лерикского синклинория и Буроварского поднятия, обрисовывая на фоне современной структуры отчетливо выраженную впадину Ярдымлинского прогиба.

В сопредельных областях Иранского Азербайджана борт Ярдымлы-Султанлинского прогиба намечается вдоль северного склона хребта Салаваг и горы Гейгасар по субширотным простиранием эоценового осадочно-вулканогенного комплекса. В северной части этого прогиба (левобережье Аракса) майкопские отложения (до 1000 м) представлены в нижней части грубообломочной фацией, а в верхней — глинистой с отдельными песчаными прослоями. В среднем и позднем миоцене здесь существовали мелководные, а затем пресноводно-континентальные условия, в которых образовывались глины и редкие прослои песчаников мощностью до 800 м.

В Даште-Мугани майкопская серия, по данным М. Тараза (1968), залегающая на породах верхнего эоцена, представлена глинами, переслаивающимися с песчаниками, мергелями и известняками, содержащими включения лигнита и гипса. Располагающуюся выше конгломерато-песчано-глинистую серию он сопоставляет с шишнаварской и надшишнаварской толщами. В районе сел Перембель и Джерембель, по нашим данным, наблюдается аналогичная картина. Здесь на майкопской серии трансгрессивно с угловым несогласием залегают конгломерато-песчано-глинистая толща среднего и верхнего миоцена, причем базальные конгломераты (50—80 м), как и в Даште-Мугани, занимают одинаковое стратиграфическое положение и представлены гальками и валунами андезитов, туфов, туффитов и туфопесчаников. Эта толща слагает горы Шишнавар, Серп, Кызылдаш и водораздел в верховьях Болгарчая, а также переходит на территорию Ирана.

Средне-верхнемиоценовая песчано-глинистая серия отлагалась в условиях обмеления и сокращения площади Астраханбазарского прогиба при некотором его углублении и расширении в среднесарматское время.

Плиоцен-антропогенный период ознаменовался новыми поднятиями древних структур рассматриваемой территории, градиенты роста которых вследствие сводово-глыбового характера движений были неравномерными. Одновременно с этими движениями возобновляется сильная вулканическая деятельность в южной и центральных частях Малого Кавказа, продолжавшаяся в центральной его части и в северо-западной части Ирана до антропогена включительно. Изливались и выбрасывались вулканические продукты различного состава, которые переслаиваются с пресноводными и лагунно-озерными отложениями.

Для этого периода устанавливается более тесная связь прогибов Малого Кавказа, северо-западного Ирана и Талыша, что позволяет судить об изменении общего структурного плана Малокавказско-Эльбурской зоны.

Подводя итог всему сказанному, можно сделать заключение, что Талыш является северо-западным продолжением северо-восточного крыла Эльбурса и на отдельных этапах альпийского цикла был связан с частыми структурами Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа.

#### Литература

- Азизбеков Ш. А. Об итогах коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области в Иране и Турции в мае-июне 1967 г. Изв. АН АзербСССР, Сер. наук о Земле, № 6, 1967.
- Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш. Тектоническое развитие малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. Геотектоника, № 6, 1966.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Вопросы геологии Талыша. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, 1965.

- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во ин-та геол. АН АзербССР, Баку, 1947.
- Мехтиев Ш. Ф. К вопросу о тектоническом положении Талыша. Докл. АН СССР, т. 58, № 6, 1947.
- Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е. Ленкоранская область. В кн. «Геология Азербайджана», т. II, Изд-во АН АзербССР, Баку, 1953.
- Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1953.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа, М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1946.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Среднеземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Освальд Ф. В. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавказск. отд. русск. геогр. о-ва, кн. XXIV, вып. 2, 1915.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. М., 1948.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Ренгартен В. П. Тектоника восточной части Закавказской палеоскладчатой зоны. В кн. «Геология СССР», т. X (Закавказье), ч. 1, 1941.
- Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы АзербССР. Изд-во Азерб. фил. АН СССР, Баку, 1939.
- Тараз М. Краткий очерк геологии района Даште-Мугань (Иран). В сб. «Международная сессия редакционных комитетов тектонических карт Европы, Ближнего и Среднего Востока». Баку, Изд-во «ЭЛМ», 1969.
- Хаин В. Е., Мехтиев Ш. Ф. Тектоника Талыша. Сов. геология, сб. 36, 1949.
- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, № 39, 1949.
- Хаин В. Е. Положение Кавказа в Альпийском геосинклинальном поясе Евразии и его отношение к смежным складчатым сооружениям. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV, геол., № 4, 1964.
- Цимельзон И. О. К проблеме геологической интерпретации Талышко-Вандамского гравитационного максимума. Геол. нефти и газа, № 3, 1959.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, ч. II, III, Баку, 1966—1968.
- Штёклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Штёклин Дж., Набави М. Очерк геологии хребта Эльбруса и Иранского Азербайджана. В сб. «Международная сессия редакционных комитетов тектонических карт Европы, Ближнего и Среднего Востока». Баку, Изд-во «ЭЛМ», 1969.
- Mostovi B., Frei E. Geological map of Iran 1 : 2 500 000 with explanatory notes Compiled by the geological Staff of the Iran Oil Company, 1959.

Институт геологии  
АН АзербССР  
Баку

Статья поступила  
16 июня 1969 г.

УДК 551.24 : [550.312 + 550.34 + 550.8] (571.14 + 571.17)

В. И. СЕМЕРКИН

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА  
ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

В статье рассматривается строение средне-верхнепалеозойско-нижнемезозойского осадочного чехла Кузнецкого краевого прогиба по геолого-геофизическим данным. Приводится краткая характеристика строения некоторых структур I и II порядков, выделяемых во внутренних и внешней зонах прогиба. Высказаны некоторые положения о генезисе краевых прогибов и их классификации на примере Кузнецкого прогиба.

На территории Кузнецкого прогиба проведены разнообразные геофизические работы в связи с изучением особенностей глубинного строения прогиба и подготовкой структур под глубокое разведочное бурение на поиски залежей газа и нефти. Анализ гравитационных и магнитных (наблюденных и трансформированных) полей и их сопоставление с региональными и детальными сейсмическими, электроразведочными и геологическими материалами, а также с данными глубокого бурения и результаты определения глубин залегания магнитных масс, сосредоточенных в додевонском фундаменте и в эффузивных толщах нижнего девона, позволили выявить ряд особенностей строения Кузнецкого прогиба. Прежде чем рассматривать эти особенности, необходимо сделать два вводных замечания.

1. Известно, что в строении Кузнецкого прогиба и окружающих его горных и складчатых систем принимает участие несколько структурных этажей: от верхнеархейско-протерозойского до средне-верхнепалеозойско-нижнемезозойского и среднемезозойского. В настоящей статье освещается строение только средне-верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного этажа, который сложен отложениями верхнего девона, карбона, перми и триаса. Главную роль среди них играют угленосные толщи пермо-карбона.

2. Кузнецкий прогиб представляет собой крупнейшую надпорядковую структуру. Геотектоническая позиция прогиба до последнего времени оставалась неясной, что обусловило существование целого ряда точек зрения на его генезис. Чаще всего Кузбасс рассматривается как поперечный прогиб Колывань-Томской геосинклинальной системы (Шатский, 1946; Мелешенко, 1956; Ростовцев, 1956; Матвеевская, Иванова, 1960). Вначале В. А. Унксов (1958), затем В. С. Мелешенко и Э. Н. Янов (1960) отметили, что геотектоническая позиция Кузнецкого прогиба изменялась во времени и что определение Кузбасса как герцинского поперечного прогиба Колывань-Томской зоны отвечает лишь самому последнему его этапу развития. В раннегерцинский этап развития Кузнецкая впадина представляла собой, по В. С. Мелешенко и Э. Н. Янову, пригеосинклинальный прогиб Колывань-Томской зоны. Определенное сходство с этими представлениями обнаруживают взгляды Б. Н. Красильникова (1966), который считает, что Кузнецкий прогиб в доорогенный этап развития Алтае-Саянской складчатой области представлял собой внешний геосинклинальный прогиб, а в орогенную стадию — межгорный прогиб.

Н. С. Зайцев (1963) в обзоре, посвященном основным отрицательным структурам Алтае-Саянской горной области, причисляет Кузнецкую впадину к унаследованным геосинклинальным прогибам. В последнее время все чаще и чаще высказывается мнение, что Кузнецкий прогиб — это краевой прогиб Салаирской геосинклинали (Крашенинников, 1959; Белецкий, Пах, 1960; Маркевич, 1960; Фомичев, 1940; Фомичев, Алексеева, 1961; Кузнецов, 1966). Анализ геологических и геофизических материалов по Кузбассу и его обрамлению показывает, что главные черты строения Кузнецкого прогиба определяются не Кольвань-Томской складчатой системой, а Салаирсм. С этих позиций нами полностью разделяется последняя точка зрения.

## I

Кузнецкий прогиб резко асимметричен (рис.). В его пределах выделяются три крупные зоны: две внутренние и одна внешняя, различающиеся типами и простираниями структурных форм, мощностью отложений, литологическим составом пород и геофизическими полями. К внутренним относятся Предколываньтомская и Предсалаирская зоны. Предколываньтомская зона — это переходная от Кольвань-Томской складчатой системы к Кузбассу структура, занимающая северо-западную часть прогиба. Переходный характер зоны обусловлен тем, что здесь додевонский фундамент залегает на глубинах, больших, чем на площади Митрофановской и Зарубинской антиклиналей Кольвань-Томской системы, и существенно меньших, чем в Кемеровской депрессии прогиба, и тем, что здесь в сравнительно неширокой полосе развиты исключительно напряженные, сжатые и вытянутые линейно складки, простирание которых меняется с широтного на субмеридиональное.

В Предсалаирской зоне линейные субпараллельные структуры северо-западного простирания вытянуты на десятки и первые сотни километров. Складки эти отнесены В. С. Муромцевым и О. Г. Жеро (1959) к геосинклинальному и промежуточному типам. Зона ограничена на северо-западе Доронинским блоком, а на юго-востоке — Терсинским сводообразным поднятием и Кузнецкой группой поднятий, в пределах которой происходит резкая смена простирания структурных форм и довольно значительное уменьшение мощности осадочных толщ.

Внешняя Предалатауская зона прогиба занимает большую часть (примерно 2/3) его территории и характеризуется разнообразными простираниями структурных форм, облик которых здесь близок к платформенным (Муромцев, Жеро, 1959). Здесь развиты округлые положительные структуры I порядка; специфическая особенность внешней зоны Кузнецкого прогиба заключается в том, что она примыкает не к древней, а к относительно молодой — каледонской (по Г. Ф. Крашенинникову, 1959) — платформе, додевонский фундамент в пределах которой выведен на дневную поверхность. Мощность осадочных отложений во внешней зоне достигает максимальных для Кузнецкого прогиба значений (Муромцев, Жеро, 1959).

В Кузнецком краевом прогибе выделяется 9 структур I порядка и ряд структур II порядка, которые, по существу, так же являются «самостоятельными» и не входят в состав той или иной более крупной структуры (см. подрисуночный текст к рис.). Ниже кратко рассмотрим особенности строения некоторых наиболее характерных структур I и II порядков.

Низовская погребенная синклиналь входит в состав Предколываньтомской зоны. По материалам сопоставления гравитационного поля с геологическими данными нами поддерживается вариант о значительном надвигании масс Кольвань-Томской складчатой системы на структуры Кузнецкого прогиба. Этот вариант наилучшим образом объясняет имеющиеся факты. На рис. 1 показаны контур Томского тектонического покрова

и северо-западный погребенный борт Кузнецкого прогиба, предполагаемый по геофизическим данным. Расстояние между фронтом покрова и предполагаемым положением погребенного борта прогиба достигает 10 км. Большая часть Низовской синклинальной зоны тектонически перекрыта девонскими отложениями. Эта особенность строения Предколываньтомской зоны представляется исключительно интересной.

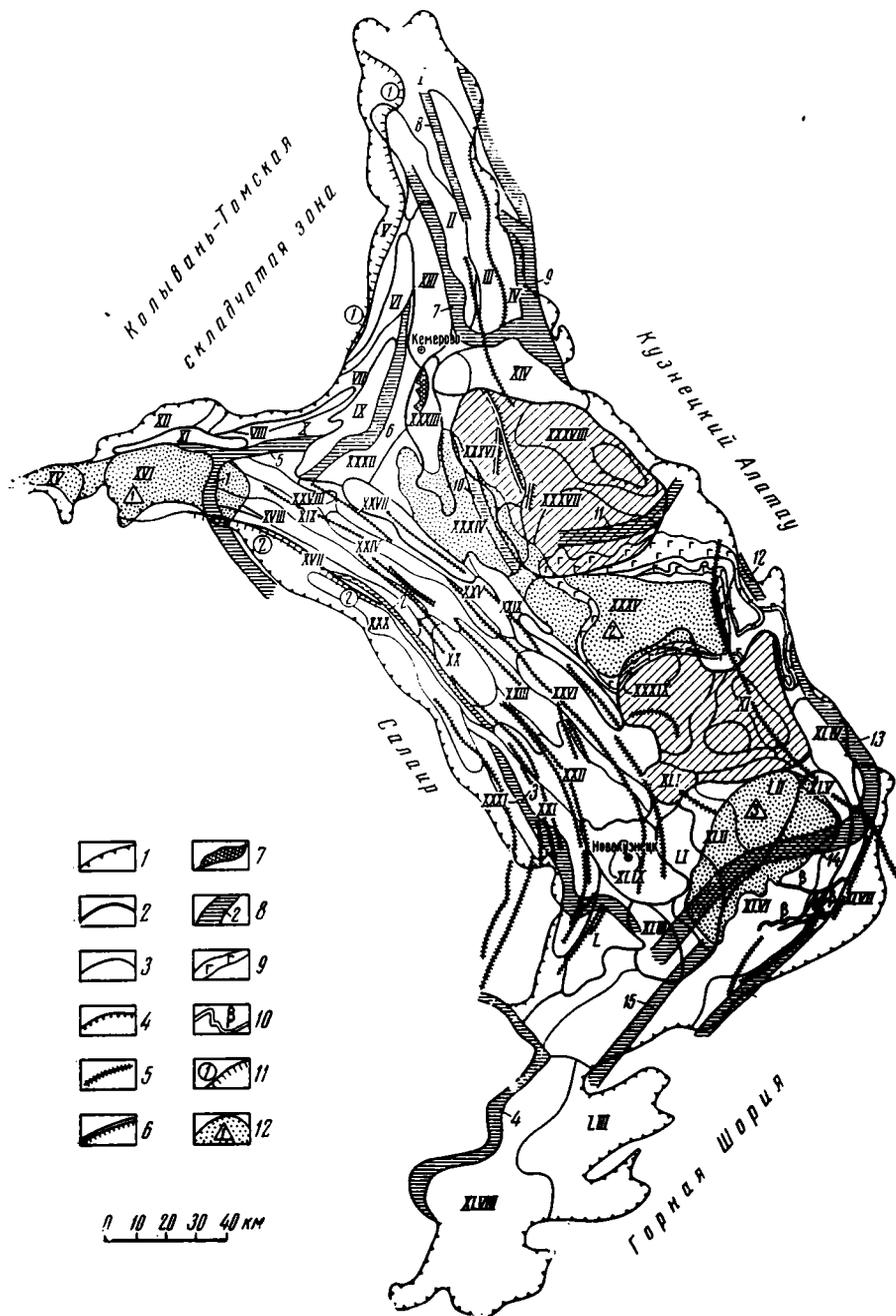
Предсалаирская впадина — самая крупная структура Кузнецкого прогиба. Ширина Предсалаирской впадины достигает 35 км, длина — около 230 км. Необходимо отметить, как важную деталь строения, неодинаковую глубину залегания додевонского комплекса в северо-западной, центральной и юго-восточной частях впадины. Минимальные глубины, как это устанавливается по геофизическим данным (ГСЗ, КМПВ и гравитационным аномалиям), отмечаются в районе г. Белово. Граница впадины с Доронинским блоком, судя по гравиметрическим данным, тектоническая.

Северо-Кузбасская впадина распадается на Кемеровскую и Заломнинскую депрессии; последняя является самой глубокой из всех отрицательных структур Северного Кузбасса. Мощность отложений карбона и перми здесь достигает 6 км и более. Депрессия резко асимметрична: ее южный склон пологий в отличие от крутого северо-восточного, а простирается почти перпендикулярно основным структурам Кузнецкого Алатау.

Центрально-Кузбасская впадина отличается от остальных отрицательных структур прогиба тем, что в ее пределах закартированы довольно мощные терригенно-вулканогенные толщи триаса.

Предсалаирская и Центрально-Кузбасская впадины разделяются Промышленновским и Уропско-Караканским валами, которые могут быть объединены в более крупную структуру — Промышленновско-Караканский пояс валов. Валы представляют собой узкие, вытянутые на десятки километров структуры, образование которых связывается нами с глубинным разломом типа структурного шва. Это шов разграничивает различные блоки в додевонском фундаменте прогиба. Возможно, именно по нему происходили частичные излияния триасовых лав. Основываясь на геофизических материалах, можно утверждать, что Промышленновско-Караканский структурный шов протягивается через весь Кузбасс, а его юго-восточная ветвь, возможно, заходит в Бийский (Горношорский) массив.

Самой крупной положительной структурой прогиба является Крапивинский свод. Он образован Борисовским и Крапивинским валами и Мунгатской группой складок. Эти структуры II порядка выделяются в пределах свода впервые. Имеющиеся геолого-геофизические данные, в том числе ГСЗ (Крылов, Крылова, Мишенькин и др., 1968), свидетельствуют, что Крапивинский свод представляет собой «сквозную» структуру, повторяющую особенности рельефа протерозойского основания Кузнецкого прогиба. Именно поэтому на протяжении всего периода накопления верхнепалеозойских угленосных толщ Крапивинский свод оставался весьма устойчивой положительной структурой, и именно здесь фиксируются близкие к минимальным мощности осадочных отложений от нижнего карбона до верхней перми включительно (Муромцев, 1959). Накопление осадков происходило в условиях мелководья, поэтому здесь часты песчанистые породы (Сендерзон, Козлов, 1962). Из других особенностей строения свода следует отметить различные простираения осей осложняющих его складок (см. рис.), это может служить подтверждением того, что в пределах свода основную роль играли радиальные, а не тангенциальные движения, как это было в других зонах, в частности в Предсалаирской. Можно утверждать, что Крапивинский свод унаследованно развивался по крайней мере от кембрия до перми включительно. Это представляется исключительно важным, поскольку позволяет рассматривать свод как геоструктуру с весьма благоприятными условиями для образования зале-



жей нефти и газа. И именно здесь впервые в Кузбассе выявлена полупромышленная залежь газа (Борисовское месторождение).

Терсинское сводообразное поднятие — вторая положительная структура I порядка. Для него также характерно различное простирание осложняющих структур, среди которых впервые выделяются широтно ориентированный Казанковский вал и Терсинская группа поднятий, имеющие северо-западные простирания. Здесь, как и в пределах Крапивинского свода, основными были вертикальные глыбовые движения додевонского фундамента. Несмотря на целый ряд сходных с Крапивинским сводом признаков, Терсинское поднятие является не «сквозной», а инверси-

онной структурой. В пределах поднятия развит полный разрез кольчугинской и почти всех свит балахонской серий, последовательно сменяющих одна другую к своду поднятия. Мощности и состав этих серий показывают, что формирование осадков происходило в условиях непрерывного прогибания этой территории, продолжавшегося вплоть до триаса. Однако во время накопления юрских толщ Терсинское поднятие уже испытывало преимущественно восходящие движения.

В целом Кузнецкий верхнепалеозойский прогиб является наложенной структурой. Внешняя субплатформенная зона прогиба наложилась на опущенные части эписалаирской квазиплатформы, а северо-западная и западная зоны примыкали к герцинским складчатым системам. Именно поэтому в Предсалаирской и Предколываньтомской зонах преобладают линейные складки, образующие иногда систему чешуйчатых структур (Предсалаирье), а в Предалтаусской зоне — складки субплатформенного облика. Последняя зона характеризуется еще и тем, что ее крупнейшие структуры — Барзасский массив, Крапивинский свод, Южно-Кузбасская впадина — унаследовали соответствующую блоковую структуру додевонского фундамента.

В Предсалаирской зоне установить взаимоотношения структур верхнепалеозойского этажа со структурами фундамента трудно ввиду напряженной дизъюнктивной тектоники. Можно думать, однако, что степень унаследованности здесь гораздо меньшая, чем во внешней зоне. Как показывают материалы ГСЗ, додевонский фундамент прогиба здесь залегает на 2—3 км глубже по сравнению с центральной частью Кузбасса. По-видимому, Прокопьевско-Киселевская часть прогиба в додевонское время была заполнена отложениями верхнего кембрия, ордовика и силура, в то время как на месте современных Центрально-Кузбасской впадины, Терсинского поднятия и Крапивинского свода породы верхнего кембрия, ордовика и силура не отлагались вообще. В додевонское время Бунгарпская часть прогиба была приподнята и отделялась от Предсалаирской зоны Промышленовско-Караканским разломом. Начиная с нижнедевонского времени весь Южный и Бунгарпская часть Центрального Кузбасса испытывали преимущественно нисходящие движения, и поэтому здесь, в отличие от Прокопьевско-Киселевского района, развит полный разрез верхнего палеозоя, триаса и юры.

Рис. 1. Тектоническая схема верхнепалеозойско-нижнепалеозойского осадочного чехла Кузнецкого краевого прогиба

1 — контуры Кузнецкого прогиба; 2 — контуры структур I порядка; 3 — контуры структур II порядка; 4 — контуры структур III порядка; 5 — дизъюнктивные нарушения по геологическим данным; 6 — то же по данным КМПВ; 7 — то же по данным МОВ; 8 — гравитационные ступени, отождествляемые с глубинными разломами; 9 — триасовые базальты; 10 — терсинские силлы диабазов; 11 — надвиги; 12 — мезозойские наложенные впадины.

Арабские цифры в кружках обозначают надвиги: 1 — Томский, 2 — Северо-Салаирский. Арабские цифры без кружков обозначают гравитационные ступени: 1 — Северо-Салаирская; 2 — Устюжанская; 3 — Южно-Салаирская; 4 — Солтонско-Салаирская; 5 — Титовская; 6 — Кемеровская; 7 — Бирюлинская; 8 — Барзасская; 9 — Камжелинско-Китатская; 10 — Борисовская; 11 — Тарадановская; 12 — Пезасская; 13 — Маганакская; 14 — Южно-Кузбасская; 15 — Мундыбашская. Римские цифры обозначают структуры I и II порядков: I — IV — Барзасский массив; I — Анжерская депрессия, II — Яйский вал, III — Барзасский вал, IV — Тугонаковский грабен; V — X — Предколываньтомская зона линейных структур; V — Низовская, VII — Предтопкинско-Березовская и XII — Завьяловская синклиорные зоны. VI — Старо-Балахонский, VIII — Ципинский, IX — Корчуганский и XI — Абышевский валы, X — Ермолаевская структурная терраса. XVII — XXVIII — Предсалаирская впадина; депрессии и синклиорные зоны: XVII — Присалаирская, XIX — Камыслинско-Польсаевская, XX — Беловская, XXI — Прокопьевско-Киселевская, XXII — Ускатка, XXV — Егазово-Инская, XXVI — Нарыкская; валы: XVIII — Пушкинский, XXIII — Лукьяновско-Терентьевский, XXIV — Кольчугинский, XXVII — Промышленовский, XXVIII — Бормотовский, XIII — XIV — Северо-Кузбасская впадина; XII — Кемеровская и XIV — Заломинская депрессия, XXXIV — XXXV — Центрально-Кузбасская впадина; XXXIV — Чусовитинская и XXXV — Бунгарпская депрессии; XLII — XLIII, LI — LII — Южно-Кузбасская впадина; депрессии и синклиорные зоны: XLIII — Кондомская, LI — Байдаевско-Осинниковская, LII — Тутуясская, XLII — Абашевская селдовина; XXX — XXXI — Восточно-Салаирская структурная терраса: XXX — Бачатская депрессия и XXXI — Тырганский вал; XXXVI — XXXVIII — Крапивинский свод; XXXVI — Борисовский и XXXVIII — Крапивинский валы и XXXVII — Мунгатская группа поднятий; XXXIX — XLI — Терсинское сводобразное поднятие; XXXIX — Нарыкско-Жерновская группа поднятий, XL — Терсинское куполовидное поднятие и XLI — Казанковский широтный вал, XXVII, XXIX — Промышленовско-Караканский пояс валов; XXVII — Промышленовский и XXXIX — Уропско-Караканский валы. Структуры II порядка: XV — Агафонихинская, XVI — Дорониинская, XLVIII — Чумышско-Ненинская депрессии, XLIV — Усинская синклиорная зона; XLIX — Кузнецкое и L — Кинеркинское куполовидное поднятия, XLVI — Мрасский, XLVII — Томь-Усинский и LIII — Антроповский структурные склоны; XLV — Чексинский вал. Арабские цифры в треугольниках обозначают мезозойские наложенные депрессии: 1 — Дорониинская, 2 — Чусовитинско-Бунгарпская, 3 — Подобасско-Тутуясская

Можно утверждать, что перемещения зон максимального осадконакопления из юго-западной части Кузнецкого прогиба в центральную (в субплатформенную часть) отражают миграцию оси прогиба. Эта миграция связана с оформлением Салаира как террамегантклинория (Косыгин, Луцицкий, 1961). Поднимавшийся Салаир «оттеснял» ось прогиба все более и более к востоку, далеко за Промышленновско-Караганский структурный шов. С поднятием Салаира было связано формирование системы параллельных кряжу дизъюнктивных нарушений. В киммерийскую фазу тектогенеза во внешней зоне прогиба произошла частная инверсия. На месте Нарыкско-Терсинской впадины возникло Терсинское инверсионное поднятие, которое разделило эту часть прогиба на две впадины: Центральную и Южную. Если исходить из факта частной инверсии, то тогда становится понятным, почему именно здесь породы, слагающие верхнепалеозойскую угленосную формацию, более плотны и более метаморфизованы. По-видимому, в прединверсионный этап развития толща осадочных пород подвергалась воздействиям высоких температур и давлений и претерпела в силу этого довольно глубокие постдиагенетические изменения (Будников, 1966). Несмотря на то, что Терсинское сводообразное поднятие новообразовано, тем не менее в его пределах, как нигде четко, отмечается теснейшая связь структур осадочного покрова с разломами в фундаменте. Особенно хорошо это видно на примере Казанковского широтного вала, поперечного к главному простиранию оси Кузнецкого прогиба.

## II

Приведенные выше сведения о строении Кузнецкого прогиба позволяют высказать некоторые новые положения о генезисе краевых прогибов и их классификации.

Основы учения о краевых прогибах разработаны Н. С. Шатским и в дальнейшем существенно дополнены А. А. Богдановым (1955), Ю. А. Косыгиным (1958) и Ю. М. Пушаровским (1959, 1960).

Для определения продольных краевых прогибов обычно руководствуются следующими тремя характерными признаками.

1. Эти структуры располагаются на границе между типичными платформенной и складчатой областями. Ю. М. Пушаровский (1960) выделяет две группы краевых прогибов: а) примыкающие к древним докембрийским платформам и б) располагающиеся на молодых платформах. По его мнению, краевые прогибы не принадлежат ни к геосинклинальным, ни к платформенным образованиям, а представляют собой пограничные структурные образования.

2. Краевые прогибы всегда асимметричны. Асимметрия выражается в том, что: а) крылья прогибов, примыкающие к складчатой области, наклонены круче, чем приплатформенные, и нередко слагаются формациями геосинклинального типа, а крылья, примыкающие к платформе, — образованиями платформенного облика; б) складчатость внутренней зоны прогибов выражена типичными линейными, а нередко и чешуйчатыми формами, а складчатость приплатформенного крыла носит платформенный или субплатформенный характер.

3. Краевые прогибы занимают строго определенное положение в пространстве и во времени и фиксируют замыкание геосинклинали, и «лучше и точнее других тектонических форм определяют возраст ограничиваемых ими складчатых поясов» [Ю. А. Косыгин, (1958), с ссылкой на Н. С. Шатского]. Для краевых прогибов характерна миграция зон максимального осадконакопления и почти повсеместное отсутствие магматизма.

Особенность структуры Кузнецкого прогиба позволяет утверждать, что для него характерны почти все из перечисленных выше «типовых» при-

наков. Вместе с тем имеются некоторые отклонения от них. Во-первых, Кузнецкий прогиб располагается между герцинскими складчатыми системами Салаира и Колывань-Томских дуг и раннекаледонской (салаирской) складчато-глыбовой системой Кузнецкого Алатау и Горной Шории, во-вторых, в прогибе развиты трапповые образования, приуроченные к нижнетриасовым и верхнепалеозойским угленосным толщам.

Первое отклонение связано с тем, что внешнее крыло Кузнецкого прогиба примыкает к Кузнецкому Алатау и Горной Шории, которые ошибочно рассматриваются рядом исследователей (Жеро, Муромцев, 1959; Крашенинников, 1959) как платформенная область. На самом же деле эта область в период формирования прогиба представляла собой специфическое образование, которое нельзя отнести ни к геосинклинальной, ни к платформенной группе структур (Яншин, 1966). Таким образом, характерной чертой Кузнецкого прогиба, отличающей его от других герцинских краевых прогибов, является то, что он расположено между разновозрастными складчатыми сооружениями — двумя герцинскими и одним раннекаледонским (салаирским); последнее при формировании прогиба выполняло роль квазиплатформы (Хаин, 1964). Поэтому нам представляется в недалеком будущем вполне реальной возможность дополнить классификацию Ю. М. Пушаровского (1960) еще одной — третьей — группой прогибов, а именно: краевыми прогибами, возникающими на границе разновозрастных складчатых сооружений. Для безусловного выделения этой третьей группы — кузнецкой или алтае-саянской, примера одного Кузнецкого прогиба, к сожалению, недостаточно: по одному случаю новый тип прогибов пока выделен быть не может.

Второе отклонение связано с особенностями развития Алтае-Саянской области в позднегерцинское время. Факт наличия в прогибе траппов следует считать одной из особенностей алтае-саянского типа краевых прогибов. Другой особенностью краевых прогибов этого типа является то, что по облику выполняющих отложений они близки к межгорным впадинам и унаследованным прогибам, выделяемым Н. С. Зайцевым (1963) в Алтае-Саянской складчатой области. Это сходство было обусловлено одинаковыми палеогеографическими условиями, существовавшими во время формирования этих эпикаледонских структур.

В ходе подготовки статьи к печати автору была оказана помощь дружескими советами и полезными замечаниями В. С. Сурковым и А. И. Ворониным, которым и приносится благодарность.

#### Литература

- Белецкий А. А., Пах Э. М. Закономерности тектонического строения Кузнецкого прогиба. В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1960.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вестн. Моск. ун-та. Сер. физ.-мат. и естеств. наук, вып. 5 (8), 1955.
- Будников В. И. Факторы, определяющие качество поровых коллекторов (на примере Кузбасса). Тр. СНИИГИМС. Сер. нефтяная геология, вып. 33. Новосибирск, 1966.
- Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
- Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. 1. Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 1. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1961.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы, Изд-во «Наука», 1966.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые закономерности размещения и состава балахонской серии на юге Западной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Кузбасса», т. 2. Томск, 1959.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Рудницкий А. Л., Суворов З. Д., Янушевич Т. А. Глубинные сейсмиче-

- ские исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. Геология и геофизика, № 4, 1968.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование Алтае-Саянской области. В кн.: «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», Сиб. отд., Новосибирск, 1966.
- Маркевич В. П. Некоторые черты тектоники Кузнецкого бассейна. «Материалы по геологии и нефтеносности Кузнецкого бассейна». Изд-во АН СССР, 1960.
- Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мелешенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, Госгеолтехиздат, 1956.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. О пригисинклинальных прогибах. Геология и геофизика, № 11, 1960.
- Муромцев В. С., Жеро О. Г. Тектоника. В кн.: «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса». Госгостехиздат, 1959.
- Муромцев В. С. Палеогеография. В кн.: «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса». Госгостехиздат, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28. Изд-во АН СССР, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18 «Структура земной коры и деформации горных пород», М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ростовцев Н. Н. К тектонике Чулымо-Енисейского района. «Материалы по геологии и полезным ископаемым», ВСЕГЕИ. Ч. 1, нов. сер., вып. 8, 1956.
- Семеркин В. И. Строение Доронинской депрессии Кузнецкого прогиба по геофизическим данным. В сб.: «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области». Изд-во Зап.-Сиб. правления НТО-горное, Новосибирск, 1965.
- Семеркин В. И. Тектоника Кузнецкого прогиба по геофизическим данным. В сб. «Результаты исследований и пути дальнейшего повышения эффективности геофизических работ в Западной Сибири» (тез. докл.). Изд-во Зап.-Сиб. правления НТО-горное, Новосибирск, 1967.
- Сендерзон Э. М., Козлов Н. В. Карта угленосности ильинской и ерунаковской свит Кузбасса. Материалы Сибирской тематической комиссии по истории угленакпления. Вып. 2, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Очерки по геологии Сибири. Вып. 11. Изд-во АН СССР, 1940.
- Фомичев В. Д., Алексеева А. Э. Геологический очерк Салаира. Госгеолтехиздат, 1961.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. «Материалы к познанию геологического строения СССР». МОИП, новая серия, вып. 2 (6), М., 1945.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1945.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Яворский В. И., Ли П. Ф., Андреева М. А. Литолого-стратиграфический очерк Кузнецкого бассейна. Госгостехиздат, 1952.
- Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения. Глава 1 в кн.: «Тектоника Евразии». Изд-во «Наука», 1966.
- Яворский В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 19. Госгеолтехиздат, 1957.

Новосибирский геофизический  
трест

Статья поступила  
10 июля 1968 г.

УДК 551.241 (265.4)

В. М. КОВЫЛИН, Е. Г. МИРЛИН

**СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ**

В результате анализа геофизических данных (ГСЗ, магнитометрических, гравиметрических и геотермических) делается вывод, что в южной и юго-восточной частях Японского моря происходит активное преобразование структуры земной коры в процессе ее геосинклинального развития. Некоторые признаки указывают на то, что этот процесс постепенно распространяется и на глубоководные впадины Японского моря.

Рельеф дна южной и юго-восточной частей Японского моря сложен и разнообразен. Это определяется присутствием здесь крупных морфологических элементов: возвышенности Ямато, котловины Хонсю, подводного хребта Оки, большим количеством подводных хребтов, расположенных на склонах о. Хонсю.

Вопрос о роли этих образований в тектонике дна акватории Японского моря рассматривается исследователями в связи с существующими представлениями о происхождении глубоководной Япономорской впадины: 1) впадина Японского моря произошла сравнительно недавно путем обрушения материковой коры; 2) Японское море возникло в результате откалывания края континента и дрейфа Японских островов; 3) впадина Японского моря представляет собой реликт океанического дна. При этом важное значение принадлежит геофизическим характеристикам.

В последние годы появились новые геофизические данные, позволяющие предложить несколько иные тектонические интерпретации, чем это делалось прежде.

Рассмотрим вначале фактические материалы, касающиеся структуры возвышенности Ямато. Она представляет собой два вытянутых в восток-северо-восточном направлении хребта с расположенной между ними замкнутой котловиной (рис. 1). Северо-западный хребет имеет протяженность около 330 км и высоту 2600 м относительно уровня дна глубоководных котловин. Склоны хребта достаточно круты. Средняя крутизна северо-западного склона  $27^\circ$ , а северо-восточного  $8-10^\circ$ . Поверхность вершины неровная, на ней расположено несколько вытянутых поднятий в виде гребней высотой 400—500 м. Минимальная глубина северо-западного хребта 383 м. Юго-восточный хребет имеет длину около 460 км и высоту над поверхностью дна котловин 2700 м. Склоны этого хребта также расчленены. Крутизна юго-западного склона составляет примерно  $12-16^\circ$ , а юго-восточного несколько меньше. Поверхность вершины относительно выровнена и расположена на глубине 290 м. Котловина, расположенная между хребтами, имеет относительное углубление около 300 м. Максимальная глубина в этой котловине 2158 м (Зенкевич, 1961).

Первые сейсмические исследования на возвышенности были выполнены экспедицией Института океанологии АН СССР в 1964 г. (Береснев, Ковылин, 1969). Эти исследования показали, что земная кора возвышенности Ямато и прилегающих к ней акваторий отличается от коры Центральной глубоководной котловины, где сейсмические исследования были

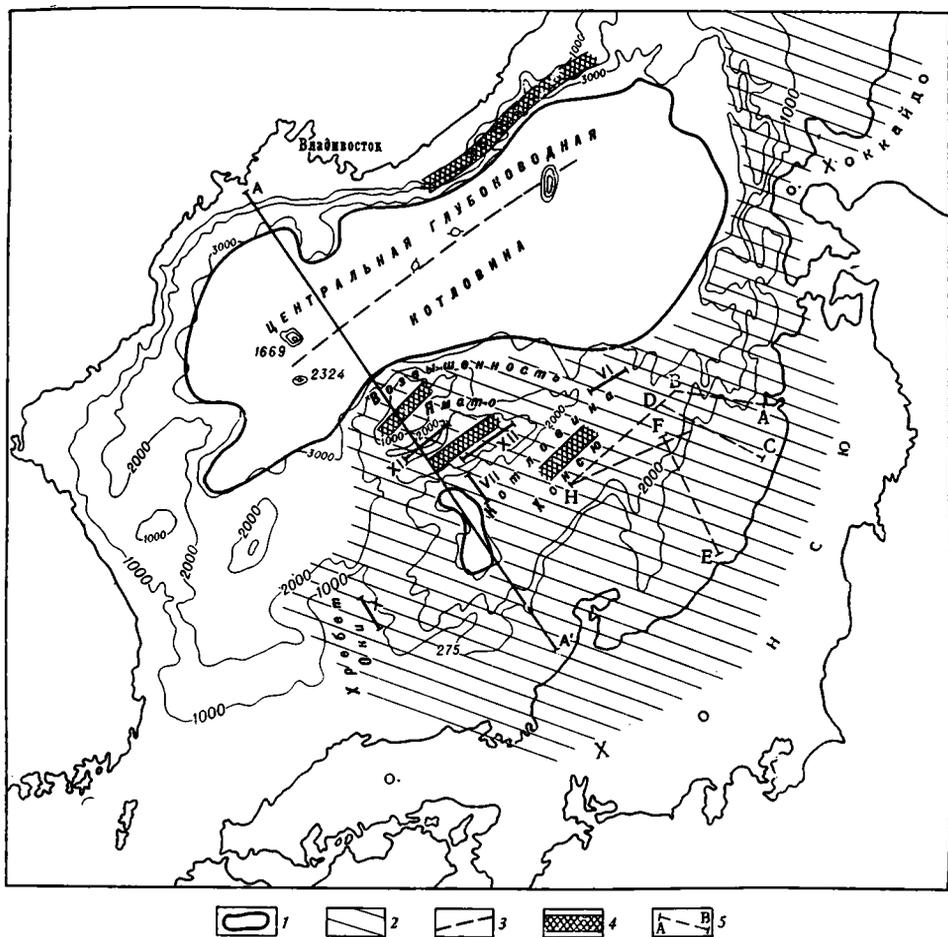


Рис. 1. Расположение основных структурных элементов Японского моря

1 — Области с двухслойным строением земной коры; 2 — области, где под осадками лежит слой со скоростью 5,5—5,6 км/сек; 3 — профили ГСЗ; 4 — зоны с пониженными скоростями на границе «М»; 5 — профили, выполненные методом отраженных волн и сейсмопрофилированием

проведены в 1957 г. (Андреева, Удинцев, 1958) и в 1962—1963 гг. (Ковылин, Непрочнов, 1965; Ковылин, 1966). На профиле VI, расположенном в районе, примыкающем к северо-восточной части возвышенности (см. рис. 1), выполнены работы МОВ и ГСЗ. По данным ГСЗ, под осадками мощностью 1,0 км расположен слой с граничной скоростью 5,6 км/сек. Мощность этого слоя имеет величину 2,5 км. Под этим слоем расположены породы, которые характеризуются скоростью 6,5 км/сек. Наиболее вероятно, что этот слой является «базальтовым» слоем земной коры Японморской котловины.

В этой же экспедиции (1964 г.) были проведены исследования методом ГСЗ в районе юго-восточного хребта. Из-за отсутствия на судах глубоководных эхолотов положение линии профиля ГСЗ определено недостаточно надежно. Рельеф дна по профилю был построен по данным отраженных волн, зарегистрированных на взрывающем корабле. Глубины моря в этом районе изменяются от 1500 до 1700 м. Вероятно, профиль расположен на склоне юго-восточного хребта возвышенности. Под осадками, мощность которых в этом районе составляет 0,2 км, залегает слой с граничной скоростью 5,6 км/сек.

В 1967 г. в 42-м рейсе э/с «Витязь» были проведены более деталь-

ные сейсмические работы методами ГСЗ и МОВ. Первый профиль (XI) расположен в котловине между двумя хребтами возвышенности, а второй (XII) на вершине юго-восточного поднятия в наиболее выровненной его части (см. рис. 1). Учитывая сложный рельеф дна, перед началом работ выбирали полигон для сейсмических исследований с помощью эхсметрической съемки. Линии положения сейсмического профиля отмечались заякоренными буйами.

На профиле длиной 83 км, расположенном в депрессии между хребтами возвышенности, глубина моря изменяется от 1600 до 1900 м. В результате анализа материалов можно выделить две группы преломленных волн. Первая группа характеризуется кажущейся скоростью 6,2—6,8 км/сек, интервал прослеживания от 10 до 30 км. Вторая группа волн имеет кажущуюся скорость 7,2—7,8 км/сек. Если принять скорость на первой преломляющей границе 6,5 км/сек (средняя кажущаяся скорость волн), то мощность верхнего слоя будет иметь величину 0,6—0,8 км. По всей видимости, этот слой имеет осадочное происхождение. Интересно отметить, что здесь в котловине скорость в слое ниже осадков приблизительно равна 6,5 км/сек, что соответствует скорости для «базальтового» слоя земной коры в Японском море. Средняя кажущаяся скорость волн на второй преломляющей границе 7,5 км/сек. Такое значение скорости может характеризовать границу «М», хотя величина скорости значительно меньше той, которая зафиксирована на границе «М» в Центральной глубоководной котловине — 8,2 км/сек.

Второй профиль имеет длину 80 км. Глубина моря при движении по профилю изменяется от 0,3 до 0,9 км. В результате предварительного анализа сейсмограмм и годографов можно выделить группы волн с кажущейся скоростью 4,4—4,6 и 5,2—6,0 км/сек. Область регистрации этой группы волн пока не определена. Если принять, что скорость в осадках 2,0 км/сек, а в лежащем ниже слое 4,5 км/сек, можно сказать, что мощность осадков на профиле имеет величину 0,1—0,5 км. Границы ниже осадков, по-видимому, криволинейны, и среда характеризуется слабой скоростной дифференциацией.

В этой же экспедиции в котловине Хонсю был выполнен профиль, примыкающий северным концом к возвышенности Ямато. В этом районе толщина осадочного слоя равна 1,7—1,2 км. Ниже осадков залегает слой со скоростью 5,5 км/сек, мощностью около 3 км. Под этим слоем обнаружена граница, на которой скорость сейсмических волн 6,8 км/сек. По величине скорости эту границу можно отнести к кровле «базальтового» слоя земной коры<sup>1</sup>.

Таким образом, используя все сейсмические данные по возвышенности Ямато, можно сказать о сложном строении коры этого сооружения, которое существенно отличается от строения коры Центральной глубоководной котловины (рис. 2).

Природу верхних слоев земной коры возвышенности Ямато можно объяснить, если обратиться к данным магнитометрии. Детальные магнитные исследования на возвышенности были проведены в 1967 г. на э/с «Витязь». Профили ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> через северо-западный и юго-восточный хребты (рис. 3) показывают аналогичное распределение аномалий над обоими хребтами. Центральные части хребтов характеризуются зоной пониженного поля. Положительные аномалии амплитудой до 300 гамм приурочены к подножиям склонов, обращенных к глубоководным котловинам. Ступени в рельефе дна, осложняющие склоны хребтов, находят отражение в аномалиях магнитного поля также в виде ступеней на фоне общего его понижения. Над куполовидными формами рельефа, возвышающимися над вершинами хребтов, выделяются интенсивные (300—

<sup>1</sup> В предварительной обработке сейсмических материалов экспедиции 1967 г. на э/с «Витязь» принимали участие В. М. Ковылин, А. Ф. Непрочнова, Б. Я. Карп.

400 гамм) аномалии. Верхние кромки магнитовозмущающих масс, согласно расчетам по этим аномалиям, залегают неглубоко под поверхностью дна. Связь морфологии дна и магнитного поля указывает на высокую намагниченность пород возвышенности. Общее понижение магнитного поля над ее центральными частями объясняется значительной

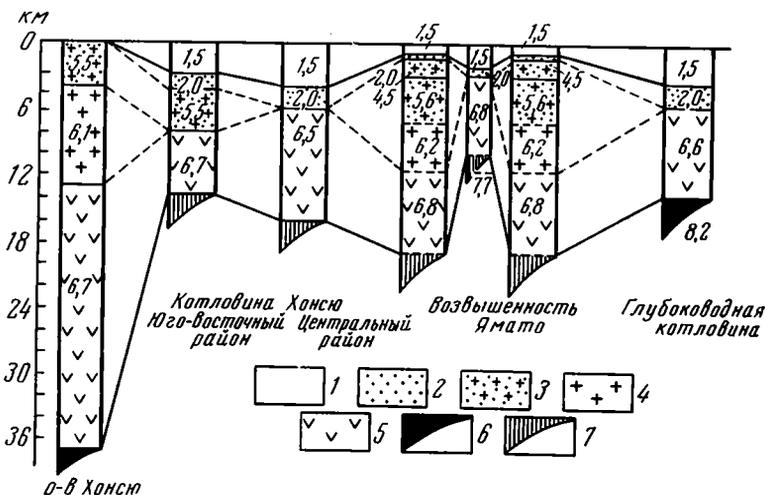


Рис. 2. Схематический структурный разрез земной коры в Японском море  
1 — водная толща; 2 — осадочная толща; 3 — вулканический материал с осадками; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — граница «М» (определена уверенно); 7 — граница «М» (определена не уверенно)

шириной хребтов, которые можно рассматривать как горизонтально залегающий прямо намагниченный пласт. В этом случае аномалии над его склонами представляют собой краевой эффект над границами пласта. Этот вывод подтверждается теоретическими расчетами (см. рис. 3). Из сказанного можно сделать вывод о том, что слои со скоростями 4,5 и 5,6 км/сек представляют собой толщи пород вулканогенного, либо вулканогенно-осадочного происхождения.

Исследования земной коры в котловине Хансю показали, что наиболее простое строение она имеет лишь в самой глубоководной части (см. профиль VII, рис. 1), (Береснев, Ковылин, 1969). По данным ГСЗ, в этом районе под осадками мощностью 1,5 км обнаружен слой с граничной скоростью 6,5 км/сек. Поверхность этого слоя относительно выровнена. Мощность слоя не определена, почти во всем интервале от 8 до 30 км в первых вступлениях прослеживаются преломленные волны одного типа, что говорит о значительной мощности слоя. В этом самом глубоководном районе (глубина 3000 м) котловины Хансю под осадками сразу залегают «базальтовый» слой. Строение земной коры этого района такое же, что и в Центральной глубоководной котловине (см. рис. 2).

В 1967 г. были проведены исследования ГСЗ в районе, расположенном между возвышенностью Ямато и склоном о. Хансю (см. профиль X рис. 1). Согласно этим исследованиям, ниже осадков мощностью 1,2—1,6 км лежит слой со скоростью 5,5 км/сек мощностью около 3,5 км. Под этим слоем расположен «базальтовый» со скоростью 6,7 км/сек. Граница «М», по результатам японских работ, находится на глубине примерно 15 км от уровня моря, и скорость сейсмических волн на ней 7,7 км/сек (Rikitake et al., 1968). Данные японских исследователей также подтверждают наличие в этих районах слоя со скоростью 5,5 км/сек.

Таким образом, обзор сейсмических данных показывает, что слой со скоростью 5,5—5,6 км/сек, подстилающий толщу рыхлых отложений, широко распространен в южной и юго-восточной частях Японского моря. Наиболее вероятно, что граница, разделяющая районы с двухслойным и трехслойным строением коры, проходит по изобате 3000 м. В районах с

трехслойным строением коры под осадками почти повсеместно расположен слой со скоростью 5,5—5,6 км/сек, мощностью от 2 до 3 км. Исключение представляет лишь район в котловине между северным и южным поднятиями возвышенности Ямато, где под осадками залегают породы со скоростью 6,5 км/сек (см. рис. 2).

Данные сейсмических работ методом отраженных волн и сейсмопрофилографа свидетельствуют, что поверхность слоя со скоростями 5,5—5,6 км/сек сильно расчленена. На профиле № 4-МОВ (экспедиция 1964 г.), расположенном в центральной части котловины (см. рис. 1), мощность осадков колеблется от 0,3 до 2 км. Кровля фундамента, на котором лежат осадочные породы, в юго-западной части профиля выровнена, а в северо-восточной части характеризуется значительной расчлененностью. В этом же районе котловины Хонсю японские ученые (Hotte, 1967) выполнили профиль с помощью сейсмопрофилографа, показывающий строение осадочной толщи (рис. 4). На этом профиле протяженностью 285 км отбивается самый верхний слой, вероятно, малоуплотненных осадков. В юго-западной части профиля ( $H' - F$ ) осадочная толща имеет горизонтально-слоистую структуру, а в северо-восточной ( $F - B$ ) — кровля фундамента сильно расчленена поднятиями высотой до 500 м.

Сложная структура осадочного чехла выявлена японскими исследователями на шельфе о. Хонсю и в области перехода от шельфа к котловине. На трех профилях, расположенных в районе о. Ога, показано строение осадочной толщи от островного шельфа до котловины Хонсю. Профиль  $A - B$  имеет протяженность 135 км. В области шельфа поверхность дна выровнена, в то же время осадочная толща неравномерна по мощности. Отражающие границы имеют неровный, прерывистый характер. На склоне от границы шельфа к впадине Могами и в самой впадине отражающие границы в верхней толще осадков относительно горизонтальны. В этой части профиля кровля фундамента не прослеживается. От возвышенности Садо и до котловины Хонсю четко прослеживается опорная граница, которая сильно расчленена.

Профиль  $C - D$  имеет приблизительно такую же протяженность, что и профиль  $A - B$ . Начиная от шельфа и почти до котловины выделяется опорная отражающая граница с весьма неровной поверхностью. Осадочная толща характеризуется горизонтальной слоистостью. Поверхность дна в этом районе неровная и еще не выровнена поступающими осадками.

На профиле  $E - F$  в области шельфа дно ровное, осадки характеризуются слоистой структурой. Далее по профилю рельеф дна осложнен подводными горами высотой до 500 м. На склоне острова эта граница не прослеживается, вероятно, по причине большой мощности осадочного чехла. На большом протяжении в области котловины осадочная толща имеет горизонтально-слоистую структуру.

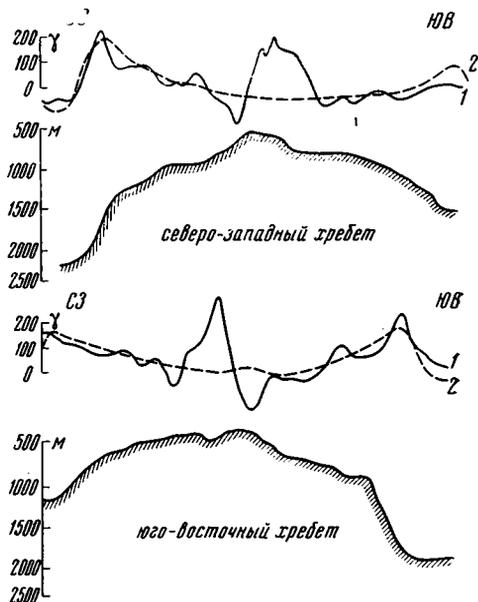


Рис. 3. Профили рельефа дна и магнитного поля через хребты возвышенности Ямато  
1 — наблюдаемая кривая ( $\Delta T$ )<sup>a</sup>; 2 — расчетная кривая ( $\Delta T$ )<sup>a</sup>

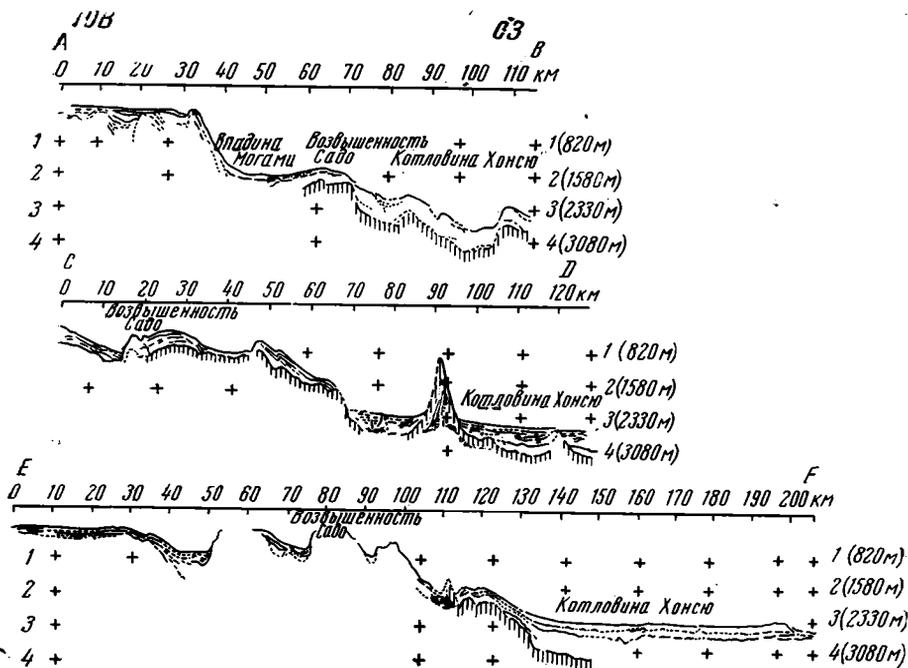
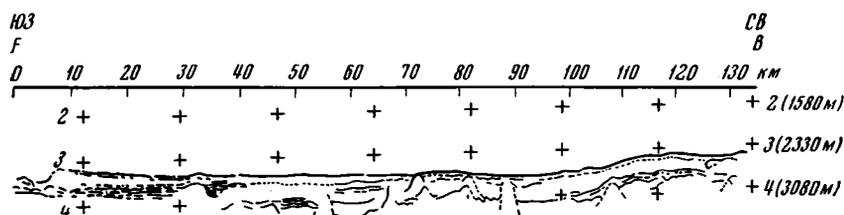
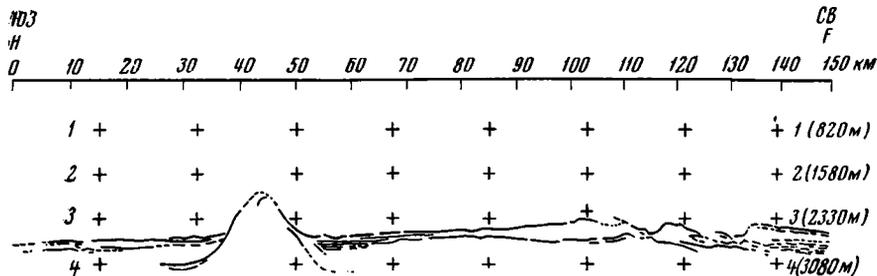


Рис. 4. Строение осадочной толщи по данным работ с сейсмопрофилографом (Hotte, 1967)

Местоположение профилей H-B, F-B; A-B, C-D, E-F см. на рис. 1

Основываясь на данных сейсмопрофилирования, можно сказать, что шельф острова, его склон и прилегающая к склону часть котловины испытывают изменения в своей структуре под действием тектонических факторов. Опорная отражающая граница, которая прослеживается на отдельных участках профилей, по своей морфологии, а также по значению скорости (5,5 км/сек) соответствует кровле пород вулканического происхождения. Вероятно, эта граница прослеживается и на периферийных участках впадины Хонсю и только в самой глубоководной ее части она пропадает, там ниже осадков находится «базальтовый» слой Япономорской впадины.

Как и на возвышенности Ямато, вулканическую породу слоя со скоростями 5,5—5,6 км/сек подтверждает характер магнитного поля. Данные магнитной съемки на э/с «Витязь» в 1957 г. показывают, что большинство положительных форм рельефа отмечаются аномалиями, причем между рельефом дна и кривой ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> наблюдается хорошая корреляция. Выполненные нами расчеты свидетельствуют, что верхние кромки магнитоактивных тел в 80% случаев залегают на глубинах 0,5—1,5 км ниже поверхности дна, а в остальных случаях лежат на глубине 2,0—2,5 км под поверхностью. По-видимому, большая часть магнитовозмущающих тел сосредоточена в слое со скоростями 5,5—5,6 км/сек.

Таким образом, для структуры земной коры южных и юго-восточных частей Японского моря, включая возвышенность Ямато, характерно одно важное свойство — наличие в разрезе слоя со скоростью 5,5—5,6 км/сек, имеющего мощность от 2 до 3 км. Сейсмические и магнитные данные свидетельствуют, по нашему мнению, в пользу его вулканического происхождения, хотя ряд исследователей включает его в состав «гранитного» слоя. На разрезах земной коры, которые составил С. Мураучи (Murauchi, 1966), породы, слагающие возвышенность Ямато до границы «базальта» (исключая толщу осадков) относятся к «гранитному» слою, который с некоторым сомнением интерпретируется как один и тот же слой от возвышенности Ямато до о. Хонсю. На этих разрезах в верхней части коры о. Хонсю показан слой со скоростями 5,5—5,6 км/сек, мощностью 4,5 км. Одинаковые значения сейсмических скоростей для слоя пород, слагающих верхнюю часть острова Хонсю, а также прилегающих к возвышенности Ямато районов, его распространение, дают возможность предположить его единую природу. Следует заметить, что она о. Хонсю и на вершинной части Ямато под слоем со скоростью 5,6 км/сек залегают мощный слой (6—10 км), скорость сейсмических волн в котором 6,1—6,2 км/сек. Возможно, этот мощный слой и следует называть «гранитным» слоем, а лежащий выше — со скоростями 5,5—5,6 км/сек — может представлять собой вулканические породы с переслаиванием накапливающихся осадочных материалов. В результате последующего литогенеза и метаморфизма скорости в этом слое будут иметь величину, близкую к той, которая типична для «гранитного» слоя.

Обращает на себя внимание тот факт, что в разрезе земной коры возвышенности Ямато и о. Хонсю присутствуют слои с одинаковыми сейсмическими скоростями: 5,5; 6,1—6,2 и 6,7 км/сек. Тем не менее мощность их на возвышенности Ямато вдвое меньше, чем на о. Хонсю. Это различие, вероятно, можно объяснить разным геологическим временем зарождения этих сооружений.

Депрессия между северным и южным поднятиями возвышенности Ямато, где под осадками лежит «базальт», а ниже его расположены породы с пониженными для границы «М» скоростями, по всей видимости, представляет собой глубинный разлом, ориентированный в том же направлении, что и поднятия возвышенности Ямато.

Вулканические процессы, формирующие слой со скоростями 5,5—5,6 км/сек, не только влияют на осадконакопление в этой части моря, но и изменяют структуру коры в целом. Эти изменения накладывают отпе-

чаток на характер магнитного и гравитационного полей, величину теплового потока. С использованием всех геофизических данных, имеющихся в нашем распоряжении, построен сводный схематический график, на котором показаны изменения мощности коры, аномалий силы тяжести, теплового потока, магнитные данные по одному разрезу (рис. 5).

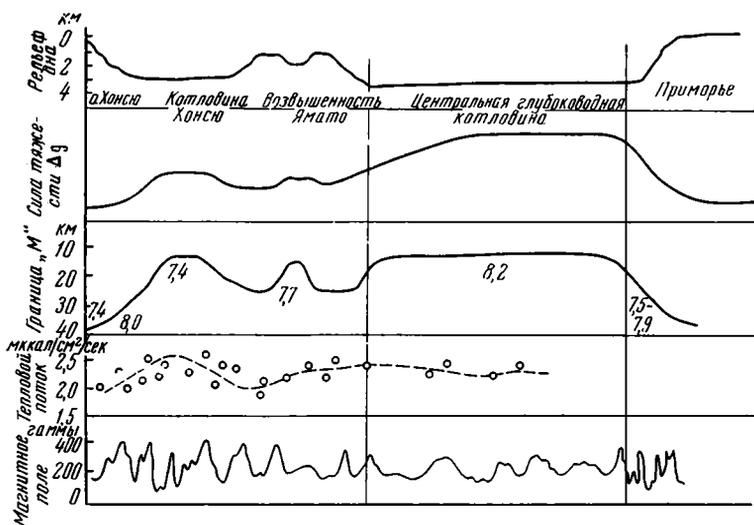


Рис. 5. Сводный график геофизических характеристик дна Японского моря

Кривая гравиметрических аномалий в редукции Буге в пределах различных структур дна Японского моря и Японии показывает сложность поля силы тяжести этих районов (Береснев и др., 1969). На ней видно, что самые высокие аномалии Буге приурочены к ложу Центральной глубоководной котловины. Минимальные аномалии можно видеть у берегов Приморья, Кореи и Японских островов. Если проследить изменения аномалий Буге от Азиатского континента в сторону Тихого океана, то при переходе от материка к Японскому морю кривая аномалий резко поднимается вверх и достигает своего максимума приблизительно в центре моря. Далее значения  $\Delta g$  довольно монотонно уменьшаются, отчасти такое уменьшение связано с появлением под осадками слоя со скоростями 5,5—5,6 км/сек. На возвышенности Ямато аномалии становятся минимальными и наиболее сложными по своему характеру для Японского моря. Котловина Хонсю характеризуется относительно повышенными значениями гравитационного поля. К северо-востоку и юго-западу от нее поле равномерно уменьшается без значительных возмущений. Косвенным образом это также может свидетельствовать о наращивании слоя со скоростями 5,5—5,6 км/сек к Японским островам.

Схематическая карта магнитных аномалий Японского моря (Yasui, Hashimoto, 1967) свидетельствует, что морфология поля здесь отличается от такой в прилегающих глубоководных котловинах Тихого океана (Uyeda, Vacquet, 1967). Отличие заключается в более коротковолновых и менее интенсивных аномалиях, отмечаемых в Японском море, и в иных простирающихся аномальных зон. Судя по карте, вся южная и юго-восточная часть моря, которая характеризуется более сложным рельефом дна и распространением слоя со скоростями 5,5—5,6 км/сек, отмечается более дифференцированным полем, чем в Центральной глубоководной котловине. Возвышенность Ямато отмечается зоной пониженного поля, причем генеральное направление аномалий здесь сохраняется.

Осредненная кривая теплового потока по профилю обнаруживает некоторую, не очень уверенную, обратную корреляцию с рельефом дна: повышение теплового потока в областях с большими глубинами и уменьшение его на возвышенности Ямато.

Совместный анализ геофизических данных позволяет сделать вывод, что южная и юго-восточная части Японского моря представляют собой область активного преобразования структуры земной коры.

Наблюдаемые здесь особенности геофизических характеристик: наличие слоев с сейсмическими скоростями 5,5—5,6 км/сек, вероятно, вулканического происхождения, пониженные скорости на границе «М», закономерности распределения магнитного, правитационного полей и теплового потока, на наш взгляд, — признаки эволюции геосинклинальной системы, составной частью которой являются исследуемые районы. В определенной степени этой области противостоят глубоководные котловины Японского моря — Центральная и Хонсю, — где мы наблюдаем в настоящее время существенно иную стадию геосинклинального режима. Однако, судя по некоторым признакам, перестройка коры в южных и юго-восточных частях моря передается и в глубоководные котловины. На это указывает система подводных гор в Центральной котловине, ориентированная, как и большинство структур в Японском море, с юго-запада на северо-восток, а также пониженные скорости на границе «М» в котловине Хонсю.

#### Литература

- Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований на э/с «Витязь». Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1958.
- Береснев А. Ф., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря. Сб. «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1969.
- Береснев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения южной части Японского моря. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5 1969.
- Зенкевич Н. Л. Рельеф дна Японского моря. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ковылин В. М. Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря. Океанология, т. IV, вып. 2, 1966.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Hotte H. The structure of sedimentary layer in the Japan sea. Geophysical Bulletin of Hokkaido University, No. 2, 1967.
- Murauchi S. Explosion seismology. p. 2. Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan 1965—1966. The National Committee for UMP Science Council of Japan, 1966.
- Rikitake T., Miyamura S., Tsubokawa J., Murauchi S., Uyeda S., Kuno U., Gorai M. Geophysical and Geological data in and around the Japan Arc. Canad. J. Earth Sci., No. 5, 1968.
- Uyeda S., Vacquer V. Geothermal and geomagnetic data in and around the Island arc of Japan. Submitted to Pr. of UMP Symposium Pacific Sci. Congress, 1967.
- Yasui M., Hashimoto Y. Geomagnetic Studies of the Japan Sea. The Oceanographical Magazine, v. 19, No. 2, 1967.

Тихоокеанское отделение Института  
океанологии АН СССР  
г. Владивосток  
Институт океанологии АН СССР

Статья поступила  
20 октября 1969 г.

УДК 551.24 (571.66)

Л. М. С М И Р Н О В

**ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

Предлагается новая схема тектонического районирования Западной Камчатки и прилегающих районов акватории Охотского моря, основанная на комплексной интерпретации данных геологических и геофизических исследований последних лет. В качестве основных структурных элементов выделены Охотская эпимезозойская платформа и Западно-Камчатская складчато-глыбовая зона, которая рассматривается в качестве регенерированной кайнозойской геосинклинали, развивавшейся на ларамийском складчатом фундаменте и испытавшей складчатость в конце миоцена.

Из-за слабой и неравномерной изученности Камчатки общепринятой схемы ее тектонического строения пока не создано, причем предметом обсуждения являются не только детали современной структуры полуострова, но и общие вопросы тектоники.

Лучше других районов изучено западное побережье Камчатки от р. Воямполки на севере до южной оконечности полуострова (80 тыс. км<sup>2</sup>), где в последние годы в связи с поисками нефти сосредоточены основные объемы проводимых на Камчатке геолого-геофизических исследований. К настоящему времени на всей этой территории или на большей ее части выполнены геологическая, гравиметрическая и аэромагнитная съемки 1 : 200 000 масштаба, осуществлено региональное сейсмопрофилирование КМПВ (800 км), в небольшом объеме проведено параметрическое и структурно-поисковое бурение. Материалы этих работ, легшие в основу написания настоящей статьи, позволяют рассмотреть закономерности строения территории несколько подробнее и конкретнее, чем для других районов полуострова.

Анализ накопленных данных проведен в 1965—1968 гг. тематической партией Камчатского ТГУ под руководством автора. Геофизические материалы проанализировал автор совместно с геофизиками М. А. Березиным и В. А. Ивановым. Результативную комплексную интерпретацию всех материалов осуществил автор.

**ХАРАКТЕРИСТИКА МАТЕРИАЛА  
И ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СХЕМЫ**

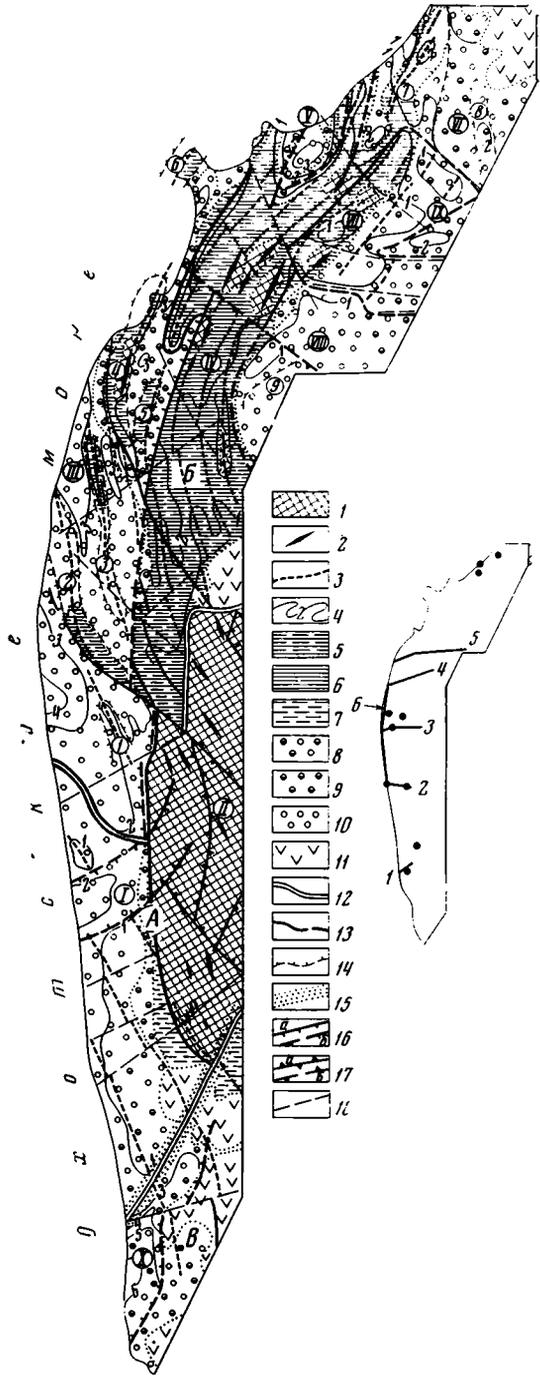
При составлении тектонической схемы территории (рис. 1) необходимо было прежде всего решить вопрос о выделении структурных комплексов. Разногласия в этом вопросе связаны главным образом с неоднозначным пониманием строения докайнозойского разреза и соответственно роли ларамийской складчатости, проявившейся на границе верхнего мела и кайнозоя.

Докайнозойские образования развиты на Западной Камчатке в отдельных изолированных выходах и занимают большую площадь на юге Срединного хребта. В центральной части этой площади распространены высокометаморфизованные породы (гнейсы, кристаллические сланцы); по ее периферии в большинстве остальных выходов породы метаморфизованы слабее (филлиты, аспидные сланцы, зеленокаменные породы).

Рис. 1. Тектоническая схема Западной Камчатки (составил Л. М. Смирнов)

Докайнозойский структурный комплекс: 1 — выходы комплекса на поверхность; антиклинальные складчатые линии докайнозойского комплекса: 2 — достоверные, 3 — предполагаемые, 4 — изогипсы поверхности докайнозойского комплекса. Кайнозойский структурный комплекс: Нижний структурный ярус; 5 — неразделенный,  $Pg-N_1^2$ ; 6 — нижний подъярус,  $Pg$  (параличские и морские глинисто-песчаные отложения); 7 — верхний подъярус,  $N_1^{1-2}$  (туфогенно-терригенные отложения). Верхний (орогенный) структурный ярус; 8 — неразделенный,  $N_1^3-N_2$ ; 9 — нижний подъярус,  $N_1^3-N_2^1$  (ранняя преимущественно морская моласса); 10 — верхний подъярус,  $N_2$  (поздняя, преимущественно континентальная моласса); 11 — четвертичные эффузивы вулканогенного пояса.

Тектонические структуры: 12 — границы тектонических регионов; 13 — границы структур первого порядка; 14 — контуры структур второго порядка; 15 — Главная Камчатская глубинная шовная зона; 16 — глубинные и возможно глубинные разломы, границы крупных структур: а) выходящие на поверхность, б) не выходящие на поверхность; 17 — прочие глубинные и возможно глубинные разломы: а) выходящие на поверхность, б) не выходящие на поверхность; 18 — разрывы докайнозойского структурного комплекса. Объяснения букв и цифр на схеме: А — Охотская эпимезозойская платформа: I — Кольский грабен; II — Срединный массив; Б — Западно-Камчатская складчато-глыбовая зона; III — Ичинский передовой прогиб: 1 — Курильское поднятие; 2 — Саичинская антиклинальная зона; 3 — Инушская антиклинальная зона; 4 — Амбонская антиклинальная зона; 5 — Анавское поднятие; 6 — Поднятие Утлохского мыса; IV — Хайрюзовский обращенный горст-антиклинорий; V — Кулькинская впадина; VI — Воямпольская зона погружений; 7 — Усть-Воямпольское поднятие; 8 — Мутновское поднятие; VII — Верхне-Тигильское глыбовое поднятие; VIII — Текловаяямская зона погружений; 9 — Кекукское поднятие, IX — Паланская наложенная впадина; В — Курило-Южнокамчатская современная геосинклиналь; X — Гольгинский прогиб. Текст к врезке к рис. 1. Схема расположения региональных сейсмических профилей КМПВ и площадей буровых работ. Профили: 1 — Большерецкий, 2 — Соболевский, 3 — Ичинский, 4 — Морочешный, 5 — Кекукский, 6 — Береговой



Существует представление, что высокометаморфизованные образования являются относительно древними (не моложе палеозоя или ранне-мезозоя) и слагают комплекс основания, а слабее метаморфизованные породы, среди которых до недавнего

времени достоверно устанавливались только верхнемеловые, вместе с кайнозойскими осадками характеризуют последний, кайнозойский (камчатский) цикл тектогенеза. Некоторые исследователи, не отрицая существования крупных перестроек тектонического плана в доверхнемеловое время, большое значение придают также ларамийской складчатости.

Следует отметить, что предположение о существовании несогласных контактов в докайнозойском разрезе, в том числе регионального несогласия, базируется главным образом на различиях в степени метамор-

физма пород, а непосредственными наблюдениями не подтверждается. Между тем за последние годы накоплено много данных, ставящих это предположение под серьезное сомнение. Обнаружены (мыс Хайрюзова) морские отложения нижнемелового (нижнеальбского) возраста, т. е. породы из того интервала, который считался раньше наиболее вероятным временем перерыва в осадконакоплении. Работами, проведенными в Срединном хребте, установлены постепенные переходы от фаунистически доказанных верхнемеловых аспидных сланцев до гнейсов (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967, 1968). Детальными исследованиями выясняется, что складки в высокометаморфизованных породах и складки в слабометаморфизованных породах имеют одинаковую ориентировку, а изограды метаморфизма повторяют контуры гранитоидных массивов, пересекая при этом стратиграфические границы и тектонические структуры. Как показывают определения абсолютного возраста, основные процессы метаморфизма и гранитоидного магматизма происходили в интервале времени верхний мел — нижний палеоген, т. е. приурочены к ларамийской складчатости. Более вероятно, таким образом, заключить, что в доверхнемеловое время на Западной Камчатке существенных орогенических движений не происходило.

Анализ вещественного состава пород (включая исходный состав высокометаморфизованных пород) показывает, что в докайнозойе накапливались формации, характерные исключительно для начальных стадий геосинклинального процесса: глинисто-граувакковая (миогеосинклинальная) и подводно-вулканогенная (эвгеосинклинальная), латерально замещающие друг друга по меньшей мере в верхнем мелу (вероятно, и раньше). Это свидетельствует о том, что даже при условии сложности процесса накопления осадков перерывами и складчатостью с точки зрения направленного развития геосинклиналей (Муратов, 1963, Хаин, 1964) докайнозойское время отвечает собственно геосинклинальной стадии развития этой зоны. Этот период заканчивается ларамийской складчатостью, существенно переработавшей и консолидировавшей накопившиеся образования и создавшей из них единый комплекс, который может рассматриваться, по-видимому, в качестве комплекса основания.

Такой вывод подтверждается также данными геофизических исследований. На профилях КМПВ кровля верхнемеловых пород выражена высокоскоростной границей (5,2—5,7 км/сек), ниже которой преломляющих либо стражающих горизонтов сейсмическими работами не зафиксировано. В отдельных зонах скорость границы повышается до 5,9—6 км/сек. Это объясняется, вероятно, большим метаморфизмом пород, т. е. свидетельствует о том, что процессы глубокого метаморфизма не ограничиваются зоной, видимой в Срединном хребте, а проявлены шире. Наблюдаемые повсеместно на поверхности несогласные взаимоотношения верхнемеловых и кайнозойских пород прослеживаются и на глубине: по отношению к высокоскоростной границе кайнозойские отложения залегают с краевыми и рассеянными несогласиями, а на юге территории верхнемеловые образования перекрываются непосредственно породами несгена. Существенно отличается плотностная характеристика докайнозойского и кайнозойского комплексов: по имеющимся определениям (11 600 анализов) несмотря на значительные колебания состава и метаморфизма докайнозойских пород, средние плотности их изменяются относительно мало (2,65—2,72 г/см<sup>3</sup>), в то время как плотность кайнозойских стложений плавно увеличивается вниз по разрезу от 1,7 до 2,5 г/см<sup>3</sup>; перепад плотности пород между комплексами меняется по площади от 0,2 до 1 г/см<sup>3</sup>, т. е. довольно велик.

Полнота характеристики выделенных структурных комплексов определилась, естественно, возможностями имеющегося материала.

Большое внимание было уделено выяснению глубины залегания и морфологии поверхности комплекса основания. С этой целью осуществ-

лена (впервые на Камчатке) количественная интерпретация поля силы тяжести. Разделение наблюдаемого поля на составляющие производилось на основе региональных профилей КМПВ, выходов докайнозойских пород на поверхность, знаний о плотностных характеристиках разреза; учитывались также сведения о строении земной коры, полученные на ближайших к Камчатке профилях ГСЗ в Охотском море (Строение земной коры..., 1964). Переход от карты остаточных аномалий к карте глубин залегания комплекса основания осуществлялся с учетом переменной плотности кайнозойских отложений. Точность карты глубин на площади размещения профилей КМПВ обеспечивает проведение изогипс через 500 м (в периферических частях территории точность карты, вероятно, ниже).

Выходы основания на поверхность немногочисленны и не дают достаточных данных для суждения о его общем структурном плане. Учитывая важность вопроса, сделана попытка проследить докайнозойские складчатые структуры с помощью качественного анализа поля силы тяжести. Как явствует из сопоставления данных профилей КМПВ, геологической карты и карты поля силы тяжести, на большей северной части территории складки в кайнозойских отложениях унаследованы от докайнозойских и почти без смещений отображаются локальными аномалиями. Задача выявления докайнозойских складчатых форм свелась здесь, следовательно, к корреляции локальных аномалий силы тяжести, которая оказывается в большинстве случаев достаточно уверенной. В южных районах внутренняя структура комплекса основания отображается в поле силы тяжести гораздо слабее. Складчатые структуры основания намечены здесь по тем цепочкам слабых локальных аномалий, направление которых совпадает с простираем складок в докайнозойских породах Срединного хребта. Насколько можно судить по этим данным, структурный план комплекса основания является единым для всей территории. Представлен он серией параллельных дугообразных систем складок, выпуклых в сторону береговой линии Охотского моря и осложненной системой нарушений, среди которых главную роль играют поперечные сдвиги.

В кайнозойском структурном комплексе по имеющимся сведениям о несогласиях и формационном составе пород выделены структурные ярусы (два) и подъярусы (по два в каждом ярусе). Распространение ярусов и подъярусов на поверхности довольно хорошо выяснено, крупномасштабной съемкой, проведенной на подавляющей части территории. В связи с тем, что нижний ярус не везде разделяется на подъярусы, в соответствующих местах он показан знаком яруса неразделенного. В северной и южной периферических частях территории знаком неразделенного показан также верхний ярус, но уже в связи со слабой изученностью этих площадей (только мелкомасштабными съемками).

Ярусы и подъярусы совместно с гипсометрией поверхности основания фиксируют конечный результат кайнозойских тектонических движений. Для того чтобы проследить характер этих движений во времени составлены схемы фаций и мощностей по временным интервалам кайнозоя (по местной стратиграфической шкале) (рис. 2). При построении схем основными данными являлись: 1) разрезы скважин — точечные (параметрические скважины на профилях КМПВ) или осредненные по площади (площади структурно-поискового и глубокого бурения на нефть, площади разведочного бурения на уголь); 2) осредненные разрезы площадей детальных геологосъемочных работ; 3) осредненные разрезы наиболее показательных или лучше изученных участков площадей крупномасштабной съемки; 4) точечные полные послонные разрезы свит по данным обнажений.

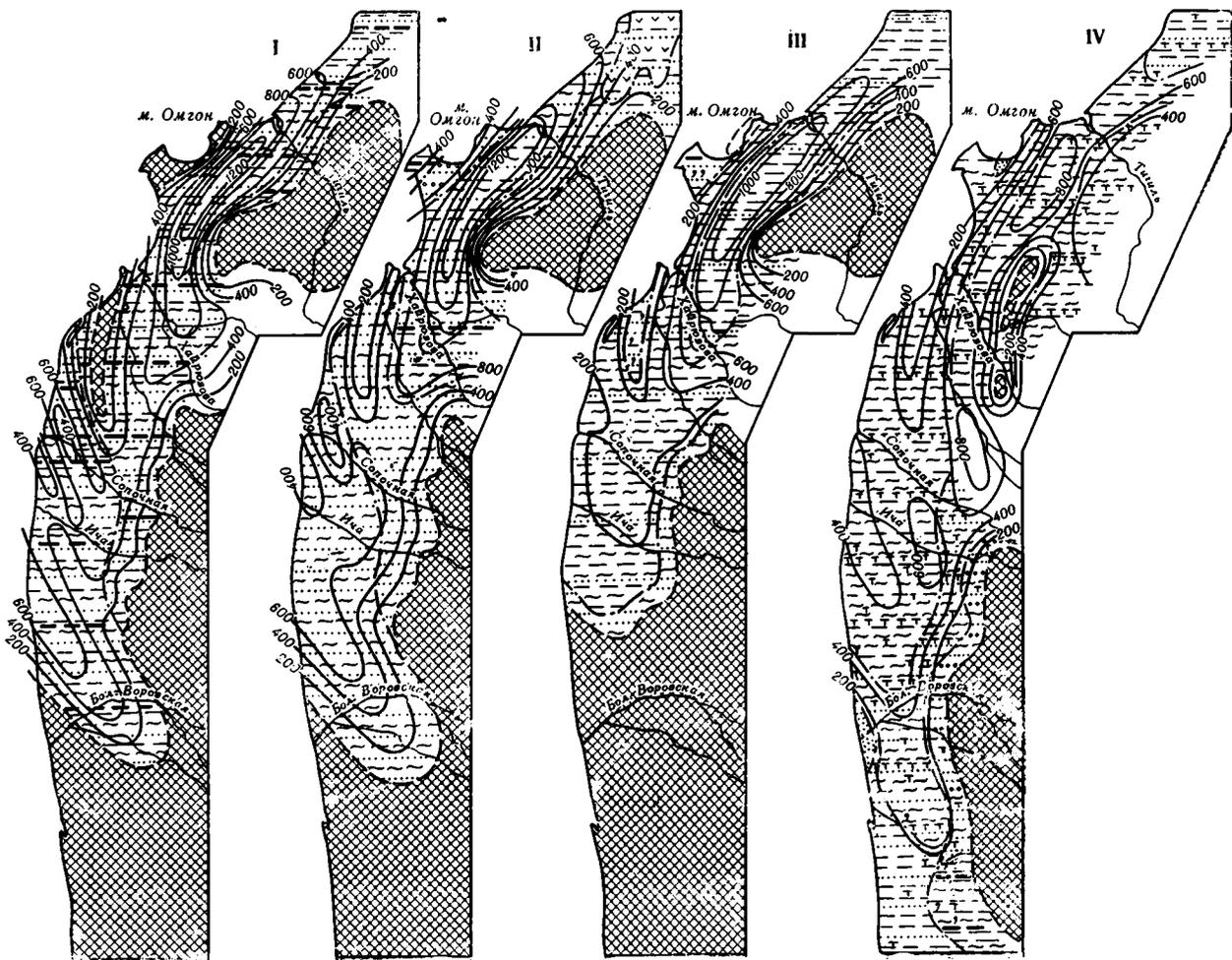
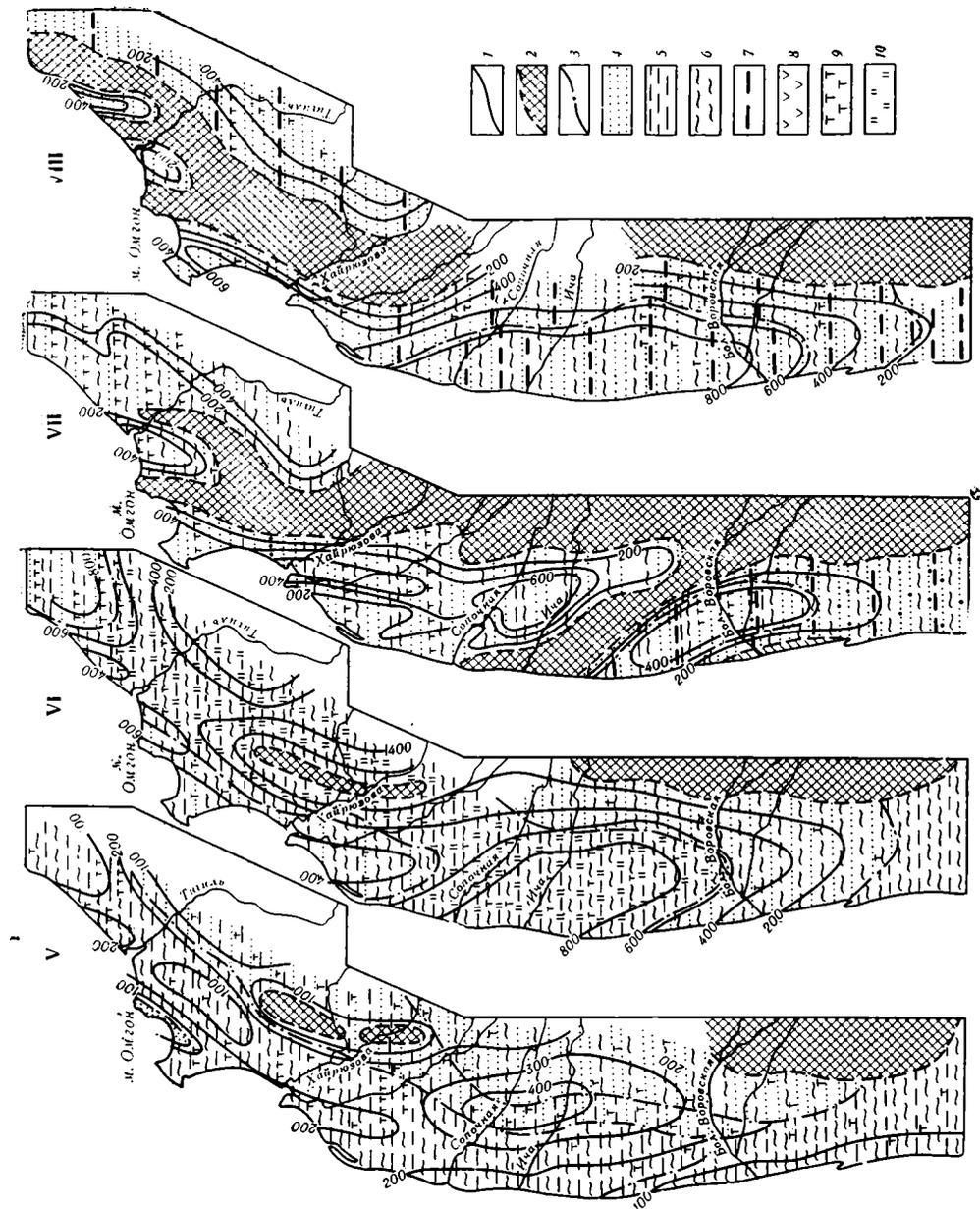


Рис. 2. Схемы литофаций и мощностей

1 — изопахиты; 2 — области размыва; 3 — границы литофациальных зон; 4 — песчаные осадки; 5 — глинистые осадки; 6 — алевритовые осадки; 7 — угли; 8 — эффузивы среднего состава; 9 — пирокластические осадки; 10 — кремнистые осадки  
 I — нижне-среднеэоценового (напанского) времени; II — верхнеэоцено-нижнеолигоценного (снатольского) времени; III — средне — верхнеолигоценного (ковачинского) времени; IV — раннемиоценового (гакхинского) времени; V — среднемиоценового (утхолковского) времени; VI — среднемиоценового (вивентек-кулувенского) времени; VII — верхнемиоцено-нижнеплисценозного (ильинско-какертского) времени; VIII — средне-верхнеплисценозного (этолонско-эрмацовского) времени



Для повышения точности интерполяции изобазит учитывался качественный характер изменения мощностей вдоль профилей КМПВ. Геофизические материалы использовались и при определении границ суши. Так, выклинивание палеогеновых отложений в южном направлении (рис. 2, I, II, III) установлено Соболевским и Береговым профилями КМПВ. Южнее линии выклинивания отсутствие этих отложений зафиксировано вдоль видимого на поверхности контакта кайнозойских отложений с верхнемеловыми породами Срединного хребта, по Большерецкому профилю КМПВ и в пробуренной на нем параметрической скважине, в разведочных скважинах на уголь в пределах Хомутинской площади (севернее профиля). Все эти участки находятся в пределах специфической, четко отличной от окружающих зоны поля силы тяжести, и, следо-

вательно, характеризуют общие условия для большой площади. Также по специфической зоне поля силы тяжести, в пределах которой наблюдается на поверхности в нескольких пунктах несогласное залегание миоценовых пород на верхнемеловых, намечена палеогеновая суша в северо-восточной части территории.

В процессе интерпретации материала стала совершенно очевидной огромная роль разрывных нарушений в формировании современной структуры территории. При выделении нарушений сделана попытка их классификации по глубине проникновения, характеру перемещения разделяемых блоков, видимому времени наиболее активного проявления. Более или менее определенно выявляется глубина проникновения нарушений, исходя из полноты и характера признаков, по которым то или иное нарушение установлено (примерно в соответствии с классификацией В. Е. Хаина, 1964). Совсем мало сведений о времени смещений по разрывам.

Особое место занимает Главная Камчатская глубинная шовная зона, которая разделяет пополам Камчатский полуостров, продолжается далеко в Охотском море и имеет общую протяженность около 1600 км. Выражена она интенсивной региональной аномальной зоной силы тяжести шириной до 40 км, связываемой с плотностной неоднородностью земной коры. С нею совпадает мощная зона положительных магнитных аномалий и полоса распространения магматических пород различного возраста. В Охотском море ей соответствует выступ «базальтового» слоя на профилях ГСЗ.

Для выделения остальных нарушений всех рангов (исключая шовные зоны) использовался тот или иной набор из довольно широкого комплекса геолого-геофизических признаков: разрывы на поверхности, скачкообразное изменение гипсометрического уровня преломляющих границ на профилях КМПВ, резкое увеличение скорости вдоль поверхности докайнозойских пород, оси магнитных аномалий и их смещения, смещения аномалий силы тяжести, гравиметрические ступени, деформации изоаномал, стыки зон с различной геофизической характеристикой, данные морфоструктурного анализа рельефа и речной сети.

Таким образом, имеющийся материал дает возможность выявить целый ряд признаков, позволяющих в совокупности провести районирование территории. Не все признаки могут быть прослежены пока с достаточной детальностью и достоверностью, однако комплексное их рассмотрение несомненно повышает обоснованность тектонических построений.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Помимо отмеченного комплекса признаков, при районировании учитывались данные о тектоническом строении сопредельных областей (рис. 3). Они позволили судить о масштабе проявления тех или иных тектонических процессов и дали, следовательно, дополнительные обоснования для выделения крупных структур.

В слабоизученной крайней южной части западного побережья, закрытой с поверхности вулканогенными и континентальными образованиями позднего неогена и четвертичного времени, по результатам количественной интерпретации поля силы тяжести выделен Голыгинский прогиб глубиной около 5—6 км.

Видимая на суше часть прогиба является совершенно явным продолжением Южно-Охотской зоны опусканий (Строение земной коры..., 1964). Последняя вместе со следующими юго-восточнее Большой Курильской грядой, Срединно-Курильским прогибом, Малой Курильской грядой, Курило-Камчатским глубоководным желобом объединяется в Курило-



Рис. 3. Положение Западной Камчатки в системе структур сопредельных областей

1 — изопахиты уплотненных осадков (по И. П. Косминской и др., 1964); 2 — контур впадины Тинро; 3 — глубинные шовные зоны; 4 — основные глубинные разломы (в Охотском море — оси аномальных магнитных зон, по Л. А. Ривошу, 1964); I — Охотская эпимезозойская платформа; II — Кольский грабен; III — Западно-Камчатская складчато-глыбовая зона; IV — Восточно-Камчатская складчатая зона; V — Курило-Южнокамчатская современная геосинклиналь; 4 — Голыгинский прогиб

Южно-Камчатскую современную геосинклиналичную систему (Марков и др., 1967)<sup>1</sup>.

Голыгинский прогиб имеет общее северо-восточное простирание и, очевидно, резко наложен на складчатую структуру верхнемеловых пород. Помимо четвертичных и неогеновых образований в его выполнении принимают участие предположительно позднепалеогеновые отложения. Судя по характеру поля силы тяжести, заметные складкообразовательные процессы в пределах прогиба вряд ли имели место.

Резко отличным явился тектонический режим района, расположенного севернее Голыгинского прогиба. Здесь ларамийской складчатостью и сопровождавшими ее процессами геосинклиналичное развитие было прекращено. В течение всего кайнозоя восточная часть района оставалась сушей, на другой части после относительно длительного перерыва (дат — палеоген) накапливались маломощные осадки (см. рис. 2). Сколько-нибудь заметной складчатости последние не подверглись, степень диагенеза их осталась слабой. Докайнозойский и кайнозойский комплексы приобрели, таким образом, резко несогласные, с точки зрения структурной и физической, взаимоотношения, характерные обычно для фундамента и чехла, с той лишь особенностью фундамента, что консолидация его меньше, чем фундамента, сложенного кристаллическими породами.

<sup>1</sup> В пределах Камчатки эта система продолжается, по-видимому, до Начикинско-Ганальских поперечных дислокаций.

Такие же либо близкие условия характерны, по всей вероятности, и для обширной области акватории Охотского моря, с которой отмеченный район побережья имеет общую геофизическую характеристику: спокойное, преимущественно изометричное по морфологии поле силы тяжести и слабо расчлененное магнитное поле. Консолидированные породы в этой области (кровля их отображается высококоростной границей), так же как и на побережье, перекрываются неуплотненными осадками малой (до 2 км) мощности (Строение земной коры..., 1964). Земная кора здесь имеет сокращенную мощность (15—25 км). Эти признаки, а также возвышенный в целом рельеф дна моря, позволяют многим исследователям выделять область в качестве структуры жесткого типа (срединный массив, платформа).

Контуры ее и возраст остаются, однако, дискуссионными. Представляется правильным проводить границу платформы по изопаките неуплотненных осадков 2 км. Она окаймляется зонами глубинных разломов и ассоциирующими с ними прогибами, которые следует относить, видимо, к категории приплатформенных (см. рис. 3). О возрасте платформы можно косвенно судить по величине граничной скорости кровли консолидированных пород. В Охотском море в северной части платформы она близка к фиксируемой на побережье (5,2—5,5 км/сек). Это позволяет предполагать главенствующую роль ларамийской складчатости в формировании консолидированной коры для обширной территории Охотского моря (Марков и др., 1967) и дает основание для вывода о молодом, эпимезозойском возрасте платформы. В южных районах платформы граничная скорость фундамента повышается до 6—6,5 км/сек, что свидетельствует об ином составе пород или их более древнем возрасте.

На территории побережья, севернее Охотской платформы после проявления ларамийской складчатости формируется тектоническая зона сложного развития. Некоторые участки территории на протяжении всего кайнозоя сохраняют характер приподнятых стабильных глыб, лишь в неогене перекрытых маломощными осадками. На остальной, большей части территории происходят погружения с конседиментационным ростом структур по периферии бассейна и постепенным выравниванием условий накопления (эоцен — олигоцен); расширение моря и трансгрессия его на Охотскую платформу (ранний миоцен); начало инверсии (миоцен) и последующие затем складчатость, формирование поднятия и компенсирующих его молассовых прогибов (поздний миоцен — четвертичное время). Развитие в кайнозое протекает, однако, гораздо слабее по сравнению с докайнозойским периодом. Сравнительно небольшим оказывается темп погружений (умеренные мощности отложений). На стадии начальных погружений наряду с морскими глинисто-песчаными осадками, которые можно отнести, на наш взгляд, к сланцево-граувакковой (аспидной) формации, накапливаются не совсем типичные для геосинклиналей паралические угленосные отложения. Предорогенная стадия выражена плохо — вместо типовых для нее флишевых формаций формируется умеренная по мощности толща туфогенно-терригенных пород. Очень слабо проявлена магматическая деятельность. Относительно небольшие по размаху погружения сменились соответственно и ослабленными процессами поднятия и складчатости. Складкообразование было не слишком интенсивным и только в местах максимального проявления инверсии структур приближается к геосинклинальному; в других местах большое значение имеют конседиментационные структуры, лишь усложненные складчатостью, либо блоковые подвижки по разрывам. Кайнозойские складчатые деформации в общем наследовали, иногда с небольшими отклонениями, структурный план, созданный ларамийской складчатостью. Но в образовании современных контуров крупных структур большую роль играют глубинные и, возможно, глубинные секущие разломы, в де-

зультате чего они приобретают вид блоков, контуры которых от складчатого плана мало зависят.

Таким образом, кайнозойский этап развития площади имеет ряд специфических черт, но в целом по своему характеру приближается к геосинклинальному (регенерированная геосинклиналь). Это явилось основанием для выделения Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоны. Последняя, так же как и Охотская платформа, отделяется Главной Камчатской глубинной шовной зоной от Восточной Камчатки, где формируется, по-видимому, самостоятельная, со своими отличительными особенностями: складчатая зона (см. рис. 3): ларамийская складчатость здесь не проявилась или проявлена очень слабо, верхнемеловой — кайнозойский разрез имеет огромную мощность и представлен типично геосинклинальными формациями, гораздо больший масштаб имеет магматическая деятельность, в том числе современный вулканизм.

Различные по истории развития блоковые структуры Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоны располагаются во внутренней, удаленной от платформы части ее, на месте докайнозойской эвгеосинклинали, и могут быть выделены в отдельный тектонический район. Во внешней, соседней с платформой части зоны кайнозойский тектогенез протекал более спокойно и однородно. На начальных стадиях развития кайнозойской геосинклинали этот район представлял собой краевую часть общего геосинклинального бассейна. С начала инверсии в центре бассейна (миоцен) здесь стал обособляться прогиб, который позже (с конца позднего миоцена) носит характер краевого — с накоплением моласс, компенсирующих рост складчатого сооружения. Молассы с лежащими ниже отложениями структурно связаны достаточно тесно. Таким образом, внешняя часть Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоны характеризуется длительными, на протяжении всего кайнозоя, опусканиями, сформировавшими в конечном итоге типичную приплатформенную структуру, выделенную нами под именем Ичинского передового прогиба. На суше видна лишь часть этого прогиба. Основная же его площадь скрыта под уровнем Охотского моря, где продолжением прогиба является, по-видимому, впадина Тинро.

### ОПИСАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ТЕРРИТОРИИ

Охотская эпимезозойская платформа. В видимой на суше части платформы за выходом ее фундамента на поверхность сохранено укрупнившееся в геологической литературе название Срединного массива (хотя наша трактовка его тектонического положения отличается от трактовки других авторов). Крупными разломами, достаточно хорошо картируемыми на поверхности, массив разделяется на блоки, имеющие свои специфические особенности, в том числе разную степень метаморфизма слагающих пород. Важно подчеркнуть, что контуры блоков (соответственно метаморфических зон) не совпадают с общим для всех них планом складчатых деформаций (северо-западным). Детальная внутренняя структура блоков еще недостаточно выяснена, но можно отметить усложнение складчатых форм от центра массива (пород глубоко-кометаморфизованных) к его окраинам.

В плите платформы, наблюдаемой западнее массива, поверхность фундамента значительно сглажена, и перекрывающий ее маломощный (600—1000 м) чехол неогеновых отложений залегают почти горизонтально, со слабым наклоном в сторону береговой линии Охотского моря. Фундамент разбит серией разрывов, поперечных к предполагаемым по геофизическим данным складчатым деформациям внутри него. Разрывы имеют в основном характер сдвигов, но по двум из них (Мысовому, Кехтинскому), поверхность фундамента опускается, образуя в структуре

чехла Кольский грабен (независимый, таким образом, от складчатой структуры фундамента). Последний продолжается, очевидно, далеко в Охотском море, пересекая всю платформу (см. рис. 3). Мощность чехла в грабене достигает 1,5 км на суше и 3—4 км в море; в связи с этим можно предположить, что в составе чехла здесь, кроме неогеновых, участвуют и палеогеновые породы. Судя в основном по результатам морфоструктурного анализа рельефа и речной сети, за пределами грабена в осадочном чехле платформы вероятны очень слабые пликвативные дислокации. Большая часть из них обнаруживает черты унаследованности от складчатых структур фундамента.

Западно-Камчатская складчато-глыбовая зона. Как указывалось, внутренняя и внешняя (приближенная к платформе) части зоны имеют свои отличительные особенности и их лучше рассматривать самостоятельно.

Во внутренней части зоны на охваченной исследованиями территории выделены Хайрюзовский обращенный горст-антиклинорий, Верхне-Тигильское глыбовое поднятие. Воямпольская и Текловаямская: зона погружений. Кулькинская и Паланская наложенные впадины (см. рис. 1).

Образование Хайрюзовского обращенного горст-антиклинория объяснено начавшейся в раннем миоцене инверсии и позднемиоценовой (алеутской) фазе складчатости, когда произошло окончательное оформление его современной структуры.

Прослеживается горст-антиклинорий в субмеридиональном направлении на расстояние 350 км. Поперечные размеры его колеблются в пределах 30—50 км. С запада и востока ограничен он разломами: с запада — Омгоно-Ашохским, с востока — Кангоро-Быстринским.

Сложен горст-антиклинорий преимущественно породами нижнего кайнозойского яруса, главным образом морскими и паралическими отложениями палеогена, в меньшей мере туфогенно-терригенными породами миоцена. Большая часть этих отложений, некогда имевших здесь максимальную мощность, уничтожена размывом. Мощность сохранившихся в современном срезе кайнозойских пород невелика. В центральной части горст-антиклинория она колеблется от ноля (выходы верхнемеловых пород) до 1000 м. На северном и южном крыльях она увеличивается до 1500, 2500 м соответственно.

На севере горст-антиклинорий разветвляется на две ветви — Омгонскую и Напанскую, ограниченные крупными разрывами. Сочленение южного погружения горст-антиклинория с Срединным массивом Охотской платформы недостаточно выяснено. По данным гравиметрической съемки, здесь вероятна система пересекающихся тектонических нарушений.

Складчатые деформации Хайрюзовского горст-антиклинория отличаются наибольшей напряженностью по сравнению с другими структурами Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоны. Для них характерны линейные, значительная крутизна крыльев складок, осложненность протяженными продольными разрывами. Намечается 5—6 зон антиклиналей, которые при ширине 5—8 км прослеживаются или вдоль всего антиклинория или на несколько десятков километров до ограничивающих антиклинорий разломов. Разделены эти зоны узкими синклиналями. Антиклинальные зоны представляют собой цепи локальных структур третьего порядка, не все из которых, по-видимому, замечены проведенными работами. Складчатые деформации наследуют (с небольшими отклонениями) докайнозойские структуры. В связи с тем, что последние осложнены сдвигами, кайнозойские складки располагаются часто кулисообразно.

К настоящему времени в пределах горст-антиклинория известны 62 локальные структуры. Проведенная нами типизация складок четких за-

кономерностей не дала. Можно заключить только, что развиты складки с соотношением осей 1:2—1:7, асимметричные и прямые. Наиболее распространены брахискладки, линейных структур сравнительно мало. В большинстве случаев складки асимметричные, с углами наклона крутых крыльев 30—50° (редко до 70°), пологих — 10—30°. Размеры складок колеблются в пределах (2—5) × (8—12) км.

Кулькинская впадина выделяется между Омгонской и Напанской ветвями Хайрюзовского горст-антиклинория. Выполнена она отложениями двух кайнозойских структурных ярусов, структурное несоответствие между которыми, очевидно, невелико, но породами верхнего яруса частично перекрываются и структуры горст-антиклинория. Общая мощность слагающих впадину отложений около 3000 м.

Восточнее Хайрюзовского горст-антиклинория по нижнему кайнозойскому структурному ярусу выделены Воямпольская и Текловаямская зоны погружений, разделяющее их Верхне-Тигильское глыбовое поднятие, и перекрывающая эти структуры Паланская наложенная впадина.

Верхне-Тигильское глыбовое поднятие отделяется от горст-антиклинория Кангоро-Быстринским разломом. Выражено оно неправильным по конфигурации тектоническим выступом основания, перекрытым маломощным (500—1000 м) чехлом миоценовых отложений (породы палеогена отсутствуют). Эти отложения спокойно облекают крупные блоки основания и лишь в пограничной с Хайрюзовским горст-антиклинорием полосе смяты в складки. Породы основания в пределах поднятых блоков иногда выходят на поверхность.

Воямпольская и Текловаямская зоны погружений аналогичны по строению: восточнее Верхне-Тигильского поднятия они, возможно, сливаются в одну зону. Выполнены преимущественно терригенными отложениями палеогена — миоцена. Однако данные глубокого бурения и интерпретация магнитного поля позволяют ожидать здесь, особенно в восточных частях зон, распространение эффузивных образований.

Обе зоны характеризуются погружением комплекса основания до глубин 2,5—3,5 км, осложненным сравнительно редкими внутренними поднятиями (Кекукское и Хлебное в Текловаямской зоне, Усть-Воямпольское, Мутновское — в Воямпольской). Поднятия, очевидно, просты по строению, но в западной, приближенной к Хайрюзовскому горст-антиклинорию части Воямпольской зоны их строение усложняется (Усть-Воямпольское поднятие). Здесь распространены брахиформные, асимметричные складки, аналогичные структурам, известным в пределах горст-антиклинория.

Паланская наложенная впадина сложена молассами верхнего структурного яруса, очевидно компенсировавшими рост Хайрюзовского горст-антиклинория. Наиболее четко видно наложение впадины на Верхне-Тигильское глыбовое поднятие и на Усть-Воямпольское поднятие.

Внешнюю часть Западно-Камчатской складчато-глыбовой зоны занимает Ичинский передовой прогиб. На территории побережья этот прогиб охватывает площадь 25 тыс. км<sup>2</sup> и продолжается далеко в Охотском море, соединяясь, по-видимому, со впадиной Тинро (см. рис. 3).

Выполнен Ичинский прогиб паралическими и морскими глинистыми и песчаными отложениями палеогена, сменяющимися выше туфогенно-терригенными породами миоцена, еще выше — молассами верхнего миоцена — антропогена. Молассы выделяются в самостоятельный ярус, но структурные несоответствия их с нижним ярусом незначительны. Заметна в то же время миграция оси молассового прогиба во времени в сторону от Хайрюзовского горст-антиклинория. Общей закономерностью является уменьшение мощности всех толщ к центриклинали прогиба и к борту, прилегающему к Охотской платформе, и выклинивание в тех же

направлениях палеогеновых слоев (граница платформы проведена по линии выклинивания).

Как и большинство передовых прогибов, Ичинский прогиб имеет асимметричное строение, четко разделяясь Крутогоровским глубинным разломом на внешнее (приплатформенное) и внутреннее крылья. Сформированная над разломом Саичикская антиклинальная зона придает этим крыльям вид самостоятельных прогибов.

Внешнее крыло характеризуется погружением верхнемелового основания прогиба до глубин 3,5—4 км, почти не осложненным дополнительными структурами. Здесь, в приближенной к центриклинали части, известно Кунжикское поднятие.

Строение внутреннего крыла более сложное. В нем сравнительно обширные участки погружения фундамента до глубин 2,5—3,5 км чередуются с более узкими антиклинальными зонами, в пределах которых фундамент заметно приближается или даже выходит на поверхность. Кроме Саичикской антиклинальной зоны здесь выделяются Инушская, Амбонская антиклинальные зоны, поднятие Утхолокского мыса и Анавское поднятие. В пограничной с Хайрюзовским горст-антиклинорием части известно также несколько изолированных антиклинальных складок. Антиклинальные зоны состоят из поднятий, осложненных в свою очередь локальными структурами. Эти складки сравнительно просты по строению, в основном прямые, с падением крыльев 15—30°. Размеры складок меняются от 2×6 до 6×15 км. Всего в пределах прогиба известно сейчас около 30 локальных структур.

Как показывает характер изменения мощностей вдоль профилей КМПВ, а также анализ геологосъемочных данных, антиклинальные зоны развивались конседиментационно, хотя темпы и время роста несколько разнятся для разных поднятий. Наиболее резко росла в течение почти всего кайнозоя Амбонская антиклинальная зона. В результате кайнозойские породы в своде зоны отсутствуют, а на крыльях и периклиналях незначительны по мощности; видимо, в связи с этим и верхнемеловые терригенные породы основания здесь слабо изменены. Конседиментационный рост остальных поднятий выражен слабее и происходил в основном в палеогене.

Таким образом, накопленный к настоящему времени материал позволяет существенно уточнить строение Западной Камчатки и выделить на исследованной ее части, несмотря на сравнительно ограниченные размеры последней, фрагменты весьма разнородных регионов, отличающихся тектоническим режимом и находящихся на различных стадиях развития. Огромную роль в тектонической обособленности как этих регионов, так и внутренних их структур, играют крупные разломы.

Новые материалы позволили детализировать современную структуру территории, дать в связи с этим более конкретные направления поисков полезных ископаемых, в частности нефти и газа, для которых наиболее благоприятной структурой является, очевидно, Ичинский передовой прогиб.

#### Литература

- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 16, Гостоптехиздат, 1955.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 14, Гостоптехиздат, 1955.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте метаморфических комплексов Камчатки. Сов. геология, № 10, 1962.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. Сов. геология, № 4, 1967.
- Лебедев М. М. Метаморфические зоны Камчатки. Автореферат канд. дис. Владивосток, 1968.

- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии. Геотектоника, № 2, 1968.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Ривощ Л. А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. Геология и геофизика, № 5, 1964.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под редакцией Е. И. Гальперина и И. П. Косминской. Изд-во «Наука», 1964.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Камчатское территориальное геологическое  
управление

Статья поступила  
17 июня 1969 г.



## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24 (571.66)

Б. И. ТАРБАЕВ, В. В. ТУМАНОВ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Гряда Чернышева — это складчатое сооружение, которое ответвляется от горного Урала в районе массива Сабли и простирается в Большеземельскую тундру вплоть до Вашуткиных озер. Гряда сложена сложнодислоцированными палеозойскими породами силурийского, девонского, каменноугольного, пермского и отчасти триасового возраста. К востоку и западу от гряды разновозрастные породы погружены на значительную глубину и прикрыты плащом мезозойских, кайнозойских и четвертичных образований.

С момента открытия гряды на ее тектоническую природу существовало несколько точек зрения. А. А. Чернов (1928) полагал, что гряда представляет собой горст, ограниченный с востока и запада крупноамплитудными сбросами. По мнению О. Л. Эйнора (1945), В. А. Варсанюфьевой (1953) и К. Г. Войновского-Кригер (1956) — это либо «антиклинорий», ответвляющийся от Урала, либо «мегаантиклиналь», надвинутая на западе на более молодые породы и оборванная на востоке сбросом. Н. С. Шатский (Шатский, Богданов, 1957) рассматривал гряду как горстообразное поднятие внутри краевого прогиба, разделяющее впадины. Ю. М. Пушаровский (1959) полагал, что гряда является выступом складчатого основания в пределах краевого прогиба.

Большой фактический материал, накопленный в процессе геологической съемки на гряде в течение пятидесятих годов, позволил С. А. Князеву и Б. И. Тарбаеву (1961) сделать вывод, что гряда представляет собой тектоническую структуру типа антиклинория, сформированного из ряда антиклиналей и синклиналей второго порядка, таких как Изъяюсская антиклиналь, Тальбейская, Шарью-Заостренская синклинали и т. д. Эти исследователи отметили характерную деталь строения антиклинория, выразившуюся в том, что складки второго порядка на западном крыле гряды нередко запрокинуты на запад, на восточном крыле — на восток. Они пришли к выводу, что в разрезе антиклинорий имеет форму развернутого веера. Крупные дизъюнктивные нарушения, обрывающие гряду с востока и запада, расценивались ими как взбросы и взбросо-надвиги, а механизм их образования рассматривался как переход пластических деформаций в разрывные в процессе складкообразования. Возраст складчатости устанавливался как послетриасовый.

В последние годы появились данные, существенно уточняющие прежние представления. Появление серии аэрофотоснимков гряды, намного превосходящих по качеству все имевшееся до этого, позволило устранить трудности, которые возникали перед геологами, картировавшими замыкания крупных синклиналей в пределах гряды. Аэрофотоснимки, на которых отчетливо прослеживаются головы пластов, показали, что палеозойские толщи на участках предполагавшихся замыканий Шарью-Заостренской и Тальбейской синклиналей не образуют центриклинальных форм, а, напротив, стремятся к раскрытию и в каждом случае обрываются дизъюнктивами северо-западного простирания. Следует отметить, что наличие на гряде поперечных нарушений ранее отрицалось и их констатация помимо структурно-морфологического значения (вместо Шарью-Заостренской синклинали устанавливается Шарью-Заостренский опущенный блок, а вместо Тальбейской — Тальбейский опущенный блок) имеет принципиальное значение.

Как показывает анализ геологического строения смежной с запада территории, поперечные разломы, установленные на гряде, находят продолжение в платформенных структурах. Так, разлом, обрывающий Шарью-Заостренский опущенный блок, на юге находит свое продолжение в Колвинском своде, а на продолжении разлома, ограничивающего блок с севера, располагается южная оконечность Верхне-Колвинского поднятия. Разлом, обрамляющий с юга Тальбейский опущенный блок, находит свое отражение в Верхне-Колвинском поднятии северо-западной ориентировки, а аналогичный разлом на севере Тальбейского блока — в поднятии Гамбурицева (рис. 1). Поперечные

разломы гряды Чернышева имеют тиманское простирание, свойственное и платформенным структурам, ориентировка которых, как показывают геофизические данные, находится в прямой зависимости от специфики структур фундамента.

В настоящее время еще недостаточно данных, чтобы пересмотреть существующую точку зрения на тектоническую природу гряды. Однако анализ геологической истории региона, структурное взаимоотношение гряды и сопредельных областей уже сейчас позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся ее происхождения.

Рис. 1. Геологическая схема гряды Чернышева и прилегающего края платформы

1 — пермские и триасовые отложения, нерасчлененные, 2 — нижнепермские отложения, 3 — каменноугольные отложения, 4 — девонские отложения, 5 — силурийские отложения, 6 — дизъюнктивные нарушения, достоверные, 7 — дизъюнктивные нарушения, предполагаемые, 8 — граница краевого прогиба, 9 — контур крупных платформенных структур, 10 — контур мелких платформенных структур.  
Цифры на схеме обозначают: I — Кушшорская впадина, II — Кушшорское поднятие, III — Средне-Макаринская брахиантиклиналь, IV — Подверьское поднятие, V — Верхне-Макаринская брахиантиклиналь

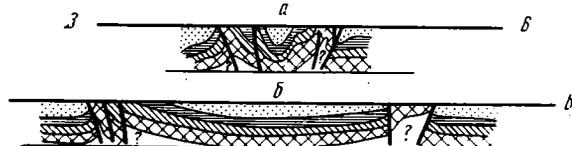
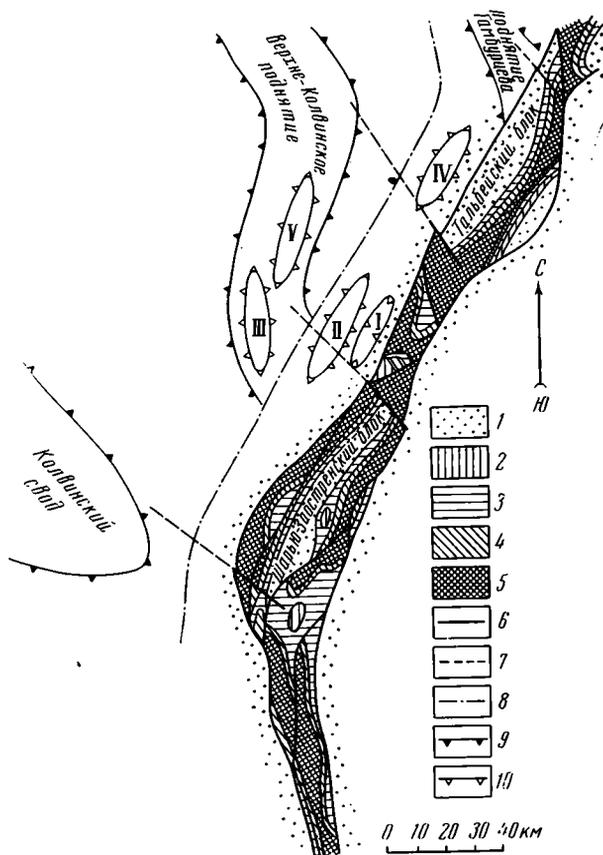


Рис. 2. Разрезы через гряду Чернышева в районе Шарью-Заостренского блока: а — поперечный, б — продольный.

Условные обозначения см. на рис. 1

С. А. Князев и Б. И. Тарбаев (1961) характеризуют условия осадконакопления в пределах гряды в силурийское, девонское и каменноугольное время как парагеосинклинальные. Однако А. И. Елисеев (1963), сопоставляя мощности палеозойских отложений гряды и Печорской впадины, не без основания отмечает, что мощности каменноугольных отложений на гряде вполне сопоставимы с заведомо платформенными. Более того, в ряде случаев мощность каменноугольных отложений на гряде значительно уступает по величине установленной на Восточно-Европейской платформе. Так, в Камско-Кенельской впадине мощность карбона достигает 1800 м, в то время как на гряде она составляет 800—1400 м. Аналогичная картина наблюдается и при сопоставлении мощностей девонских отложений: на гряде, по А. И. Першиной (1962), 600—900 м, а в прилегающих к гряде платформенных районах 800—1000 м, и даже более — 2700 м (на Печоро-Кожвинском вале). Мощности силурийских отложений на гряде Чернышева также невелики (1100—1300 м). Фациальная обстановка на гряде Чернышева в силу-

рийскую, девонскую и каменноугольную эпохи, а также развитие основных групп фауны таковы, что позволяют легко различать в толщах палеозойских отложений мелкие стратиграфические подразделения унифицированной школы палеозоя Восточно-Европейской платформы.

В свете этих соображений имеются все основания считать, что на гряде Чернышева в силурийскую, девонскую и каменноугольную эпохи существовали платформенные условия осадкообразования. Платформенный режим по существу сохранялся и в сакмарское, и местами даже в артинское время, и лишь позже, в верхнепермское время, повсеместно уступил место режиму краевого прогиба. Как показывает поведение мощностей верхнепермских отложений (свыше 1500 м на восточном склоне гряды, 1000—1100 м в Шарью-Заостренском и Тальбейском опущенном блоке; 1000 м к западу от гряды), гряда Чернышева располагалась в крайней западной части прогиба и во время отложения пермских толщ не была сколько-нибудь заметно выражена как положительная тектоническая структура.

По гравиметрическим данным (Гафаров, 1963) гряда Чернышева выступает как узкий полосовой максимум силы тяжести. К северо-западу от него располагается обширная область, где отчетливо выражено чередование максимумов и минимумов силы тяжести, обладающих северо-западным, тиманским простиранием. К юго-востоку от полюсового максимума гряды Чернышева располагается широкий минимум, отвечающий Усинской впадине Предуральяго краевого прогиба. В магнитном поле гряды Чернышева не находит отражения (Гафаров, 1963). Отмечены узкие максимумы и минимумы, секущие общее северо-западное простирание крупных аномалий, которые, по всей видимости, отвечают базальтам, внедрившимся по дизъюнктивам уже после формирования гряды.

Сумма геологических и геофизических фактов позволяет предположить, что гряда Чернышева сформировалась как горст в результате движений по разломам фундамента в послетриасовое время. Тот факт, что гряда Чернышева на карте гравиметрических аномалий представлена узким полосовым максимумом, видимо, свидетельствует о существовании под дислоцированными палеозойскими породами выступа фундамента. С другой стороны, невыраженность гряды в магнитном поле говорит о том, что ее покол имеет общую природу с фундаментом смежных территорий.

На общем фоне дизъюнктивных нарушений гряды Чернышева, имеющих субмеридиональное, уральское простирание, разломы, секущие грядку поперек, логичнее связывать с особенностями тектонической структуры края располагающейся к западу платформы. Некоторые факты, и в частности выпадение из разреза нижнего карбона на значительном протяжении гряды от широты р. Шарью до широты р. Нельняшор, свидетельствуют о проявлении здесь широтной (поперечной) фациальной зональности, которую без особого риска можно связывать с вертикальными движениями по разломам, имеющим поперечное по отношению к гряде простирание. В этом случае придется признать, что поперечные разломы гряды Чернышева являются унаследованными (от фундамента) и проявились уже в карбоне, т. е. значительно раньше, чем субмеридиональные разрывы, сформировавшие грядку в ее окончательном виде.

## Литература

- Варсановьева В. А. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. 1953.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. Изд-во АН СССР, 1963.
- Войновский-Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна. Тр. Лабор. угля АН СССР, вып. 6, 1956.
- Елисеев А. И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. Изд-во АН СССР, 1963.
- Князев С. А., Тарбаев Б. И. Новые данные по геологии гряды Чернышева. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. Геолгиздат, 1961.
- Полетаев Б. Д., Розенберг В. П., Яцук В. И. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского прогиба. Геотектоника, № 5, 1968.
- Першина А. И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. Изд-во АН СССР, 1962.
- Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Изд-во АН СССР, 1959.
- Чернов А. А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 г. Изв. геол. ком-та, т. XVII, № 8, 1928.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка Госгеолтехиздат 1957.
- Эйнор О. Л. Тектоника Печорского угольного бассейна. Сов. геология, № 7, 1945.

К. А. УШКО, И. П. СЫРНЕВ, М. Г. ПАЛОЧКИН

## СООТНОШЕНИЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С ХВАЛЫНСКИМИ И НОВОКАСПИЙСКИМИ БЕРЕГОВЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

В тектоническом отношении территория Западной Туркмении относится, как известно, к двум крупным, различным по строению областям: южная часть — к геосинклинальной (Западно-Туркменская низменность), северная — к эпигерцинской платформе (Прикарабогазье). Соответственно значительные отличия наблюдаются в строении плиоценово-четвертичных отложений, включая самые молодые — хвалынские, новокаспийские и современные береговые образования. Последние на территории Западно-Туркменской низменности распространены на широкой площади и представлены в основном аккумулятивными формами: береговыми валами, косами, пересыпями, дюнами, золовыми массивами и др. В Прикарабогазской части района на обрывах-чинках плато развиты многочисленные абразионные уступы и террасы. Вопросами морфологии и формирования берегов Западной Туркмении занимались В. П. Зенкович (1957), П. В. Федоров (1957), О. К. Леонтьев и др. (1960) и др. Кроме того, эти вопросы были освещены в статьях К. А. Ушко (1962), К. А. Ушко, И. П. Сырнева (1962) и др.

Целью настоящей статьи является описание соотношений береговых морских образований Западной Туркмении со структурными элементами. Материалами для статьи послужили результаты исследований авторов в составе тематического отряда по изучению четвертичных береговых линий Каспия в Западной Туркмении. Данные исследования включали: детальное полевое изучение морфологии и строения береговых образований с применением аэрофотоматериалов и инструментальных теодолитных работ. Одновременно определялся геологический возраст береговых образований по данным изучения фауны моллюсков и остракод (Ушко и др., 1967).

Вытянутые на большое расстояние обрывы-чинки плато Прикарабогазья приурочены, как правило, к антиклинальным зонам и крупным флексурам. На поднятиях обычно развиваются обрывистые прямолинейные участки чинков, в седловинах и синклинальных зонах — относительно расчлененные, изгибающиеся в плане обрывы и уступы (рис. 1). На месте Карабогазских кос, по данным бурения, выделяется Бекдашско-Каршинская зона субмеридионального простираения (Куприя, Левин, 1962). Аккумулятивные процессы на месте Бекдашско-Каршинской зоны происходили с позднеказарского времени, когда образовалась огромная непрерывная пересыпь, протягивающаяся от района Бекдаша до Красноводской косы. В хвалынское и новокаспийское время аккумулятивные процессы неоднократно возобновлялись. Восточный обрывистый берег Кара-Богаз-Гола образован на месте крутого погружения юго-западного крыла Туаркыра, осложненного узкими складками и структурными террасами. На месте Сарлытамчинской складки сформировалась одноименная коса. По северо-восточному берегу Кара-Богаз-Гола развиты древние оползни, отвечающие пологому падению слоев неогена и палеогена в сторону залива на месте погружения северо-западной части Туаркырской антиклинали. Особенности строения южного берега Кара-Богаз-Гола также обусловлены тектоникой. В юго-восточной части залива плавный изгиб береговых линий хвалынского и новокаспийского бассейнов четко очерчивают зону Порсокупского прогиба. Ориентировка северных чинков Порсокупского и Красноводского плато совпадает с простираем Южнокарабогазской зоны антиклинальных поднятий. Наличие крутых северных крыльев в антиклинальных складках этой зоны и пологих южных обусловило обрывистое строение чинков. Параллельно Южнокарабогазской антиклинальной зоне протягивается в том же направлении другая ступень в погружающихся в сторону залива меловых породах. В рельефе эта ступень выражена останцами датских известняков и аккумулятивными образованиями, вытянутыми широтно по направлению общего простираения складок (южная стрелка косы Янгису, п-ов Тараба, мыс Сенгир). Северо-западные склоны Красноводского плато, на которых сохранились хвалынские террасы и береговые валы, наиболее выположены и расчленены оврагами и уступами в структурных понижениях, разделяющих Южноомчалинское, Кызылбурунское, Сульменское и Кабильское поднятия. В пределах поднятий чинки имеют обрывистое строение. В низменной части Красноводского полуострова на площади отдельных локальных поднятий в четвертичное время происходил более значительный намыв песчаноракущечного материала и образование характерных форм аккумулятивного рельефа: п-ова Омчалы на месте Омчалинской антиклинали; полуострова, расположенного западнее, на месте предполагаемого Западноомчалинского поднятия; песчаного массива Октумкумы, приуроченного в своей центральной части к Омчалинско-Октумкумской антиклинальной зоне. Данный массив образовался за счет приращения друг к другу целого ряда баров, сформировавшихся в условиях относительного поднятия территории путем поперечного к берегу перемещения наносов (Леонтьев и др., 1960).

В северной части Западно-Туркменской низменности в рельефе и по особенностям тектоники выделяются три участка: песчаный массив Дарджа, Балханский шор и пред-

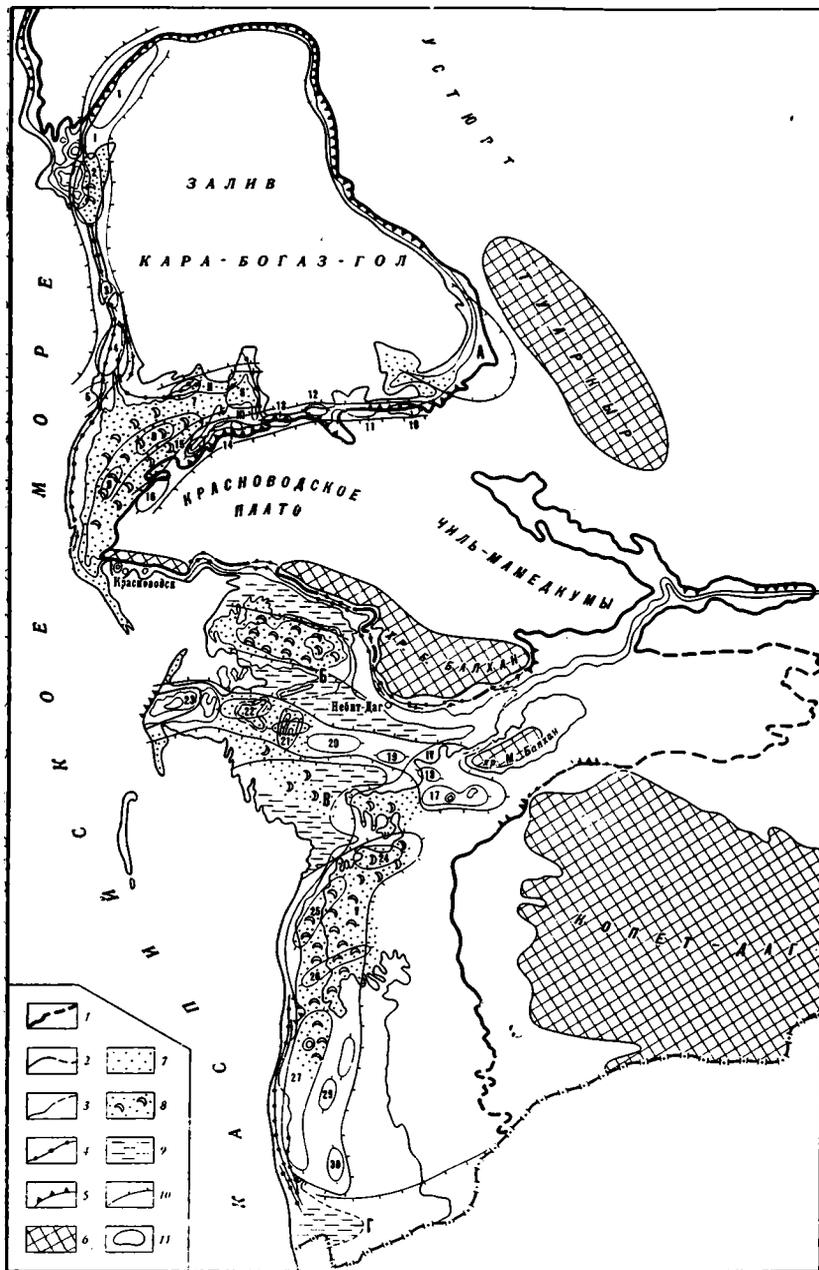


Рис. 1. Карта соотношений новейших структурных элементов и форм рельефа прибрежной зоны Западной Туркмении

1 — границы (достоверные и вероятные) максимального распространения раннехвалынского бассейна; 2 — то же позднехвалынского бассейна; 3 — то же новокаспийского бассейна; 4 — береговые валы; 5 — абразивные уступы; 6 — складчатые сооружения; 7 — участки развития прибрежных песчано-ракушечных наносов хвалынского и новокаспийского возраста; 8 — то же, интенсивно переработанные эоловыми процессами; 9 — плоские шорные поверхности; 10 — контуры крупных структурных элементов; 11 — контуры локальных структурных элементов, выделяемых по комплексу геолого-геофизических и геоморфологических данных.

На карте обозначены римскими цифрами зоны антиклинальных поднятий; I — Бекдашско-Каршинская, II — Омчалино-Октымукская, III — Южнокарабогазская, IV — Прибалханская, V — Гограндаг-Чакшилярская; буквами — крупные прогибы: А — Порсокупский, Б — Келькорский, В — Кызылкупский, Г — Горгано-Атрекский; арабскими цифрами — локальные поднятия: 1 — Бирбасское, 2 — Бекдашское, 3 — Карабогазгольское, 4 — Северокаршинское, 5 — Южнокаршинское, 6 — Омчалинское, 7 — Западноомчалинское, 8 — Северооктымукское, 9 — Южнооктымукское, 10 — Янгисуйское, 11 — Северокаспийское, 12 — Кызылкупское, 13 — Южноомчалинское, 14 — Кызылбурунское, 15 — Сульменское, 16 — Кабильское, 17 — Боядаг-Сыртланди, 18 — Кумдаг, 19 — Монжуклы, 20 — Небитдаг, 21 — Варсагельмес, 22 — Котуртепе, 23 — Челекен, 24 — Гограндаг, 25 — Карадаши, 26 — Камышаджа, 27 — Окарем-Кеймир, 28 — Хангули, 29 — Миасер, 30 — Порсу

горная равнина Большого Балхана. По расположению ранне- и позднехвалынских береговых линий массив Дарджа имеет коробчатое очертание и отвечает, очевидно, крупному блоку земной коры, соответствующему западной погруженной части южного крыла Большебалханской антиклинали. Балханский шор, ранее бывший заливом моря, представляет собой плоскую равнину. Участие в строении равнины новокаспийских морских и аллювиальных отложений свидетельствует о продолжающемся тектоническом опускании этой территории. Элементы рельефа Балханского шора имеют субширотное простирание. В районе предгорной равнины Большого Балхана их субмеридиональное простирание соответствует направлению предполагаемых разрывных нарушений вдоль западной части хребта Большой Балхан, на участке, занятом руслом Актам. Южнее Дарджинского участка и Большого Балхана располагается Келькорский прогиб. В рельефе этот прогиб четко очерчивается Северо-Челекенским заливом и северной частью шора Келькор. Далее, с востока на запад протягивается Прибалханская зона брахиантиклинальных поднятий, выраженных возвышенностями первичного тектонического рельефа (Монжуклы, Невитдаг, Котуртепе, Челекен), Кызылкумская синклиналь четко очерчивается современной береговой линией Каогия. В ее пределах широко развиты шоры в межгорных понижениях, являвшихся дном бывшего Хивинского залива, а также плоская равнина южной части шора Келькор. В береговой зоне южной части Западно-Туркменской низменности до широт Окарема в рельефе господствуют золотые формы, анализ которых, выполненный В. В. Шолоховым (1958), позволил выявить, в общем, приуроченность наиболее возвышенных участков песчаных массивов к антиклинальным поднятиям. Южная часть Западно-Туркменской низменности характеризуется в целом равнинным рельефом хвалынского и новокаспийского возраста. Высотное положение равнины на отдельных ее участках обусловлено новейшими и современными движениями земной коры. Инструментальными геодезическими профилями, проводившимися вкост простираний структурных элементов, установлено повышение поверхности равнины, а также характерные ландшафтные и геоморфологические особенности на антиклинальных поднятиях Окарема, Кеймира, Миассера и Хангули (рис. 2). Направление хвалынских и новокаспийских береговых линий на западном крыле поднятия Окарем изменяется в связи с общим простиранием складки. В этом районе развиты абразионные уступы современной береговой линии Кастия, не встречающиеся на других участках берега южнее полуострова Челекен. Южнее Окаремского поднятия полоса шоров расширяется. Новокаспийские береговые валы непрерывной линией протягиваются на многие километры, оконтуривая с запада Кеймир-Окаремскую зону поднятий. В районе Чикишляра имеется расщепление береговых валов на серии изгибающихся к юго-востоку образований, обозначающих северную границу Горгано-Атрекской впадины.

Анализ береговых образований в комплексе с изучением других элементов рельефа помогает не только выяснить региональные особенности новейшего геологического строения территории, но и выявить локальные структурные элементы.

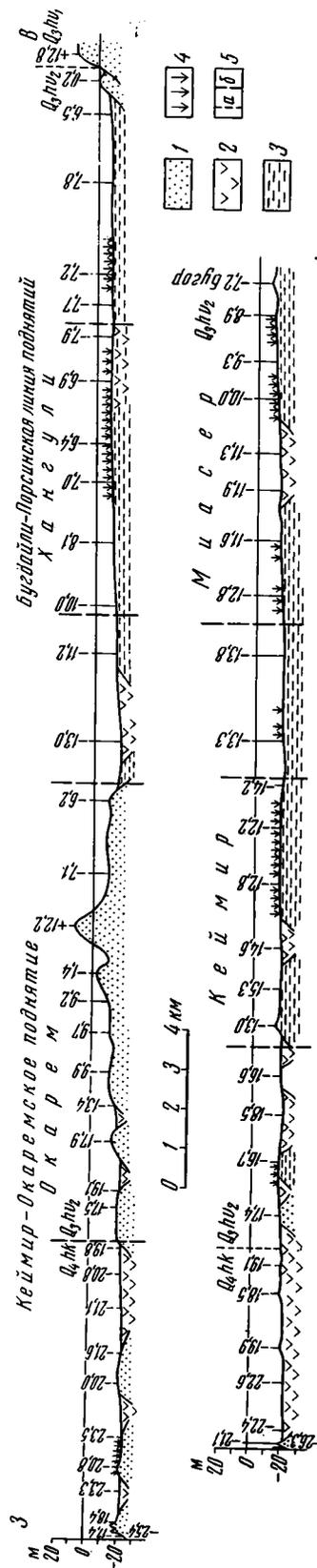


Рис. 2. Инструментальные геодезические профили через южную часть Западно-Туркменской низменности. 1 — песчаные береговые образования; 2 — солончаки; 3 — тамыры; 4 — границы растительности; 5 — границы разновозрастных береговых образований (новокаспийских —  $Q_{пк}$ , верхнехвалынских —  $Q_{пв}$ , нижнехвалынских —  $Q_{пн}$ ); 6 — антиклинальные поднятия

## Литература

- Зенкович В. П. О строении берегов Юго-Восточного Каспия. Тр. Океанографической комиссии. Изд-во АН СССР, т. II, 1957.
- Куприн П. Н., Левин А. И. Структурно-тектоническая характеристика Прикарабогазской депрессии. Тр. Компл. Южн. геол. экспедиции АН СССР, вып. 8, Гостехиздат, 1962.
- Леонтьев О. К., Мякокин В. С., Никифоров Л. Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичное время. Тр. Компл. Южн. геол. экспедиции АН СССР, вып. 5, Гостехиздат, 1960.
- Ушко К. А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоценовое и четвертичное время. Тр. Компл. Южн. геол. экспедиции АН СССР, вып. 7, Гостехиздат, 1962.
- Ушко К. А., Сырнев И. П. История геологического развития Прикарабогазья в плиоценовое и четвертичное время. Тр. Компл. Южн. геол. экспедиции АН СССР, вып. 7, Гостехиздат, 1962.
- Ушко К. А., Троцюк В. Я., Сырнев И. П. и др. Методика комплексных структурно-геоморфологических исследований при геолого-поисковых работах на нефть и газ на примере изучения нефтегазосносных бассейнов Юга СССР. Тр. НИЛЗарубежгеология, вып. 15, 1967.
- Федоров П. В. Стратиграфия и геологическая история Каспийского моря в четвертичное время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Шолохов В. В. О связях макрорельефа песчаных массивов с погребенными структурными элементами. Новости нефт. техники. Сер. Геология, № 8, 1958.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила:  
18 марта 1968 г.

---

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.243.7 : 553.634.12(116) (571.54+571.55)

Л. С. ПУЗАНОВ

По поводу статьи Ф. Я. Корытова  
«Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль  
в размещении флюоритового оруденения»

В журнале «Геотектоника» № 6 за 1968 г. опубликована статья Ф. Я. Корытова «Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритового оруденения», вызывающая возражения по существу ряда освещаемых в ней вопросов и предлагаемых практических рекомендаций. Основные взаимосвязанные тезисы рассматриваемой статьи заключаются в следующем.

1. Развитые в Забайкалье продольные и поперечные разломы сформировались в различное время: первые — в палеозое, а вторые — в мезо-кайнозое. Ф. Я. Корытов пишет по этому поводу: «Как по возрасту заложения, так и времени активных движений по ним, поперечные разломы в большинстве случаев оказываются сравнительно поздними мезо-кайнозойскими образованиями, нежели продольные разрывные нарушения, ибо очень часто секут последние, смешая их» и даже «...могут быть отнесены к самым поздним (поздне-мезозойским и кайнозойским)...» стр. 93, разряда наша. — Л. П.

2. Поперечные разломы имеют решающее значение в размещении и локализации флюоритового оруденения, концентрирующегося в ряде меридиональных поясов, из которых наиболее крупными являются Западно- и Восточно-Забайкальские.

3. В связи с этим рекомендуется развивать поисковые работы на флюоритовое сырье внутри выделенных поперечных поясов и, следовательно, признается ошибочной ныне осуществляемая практика поисков месторождений в пределах флюоритовых поясов северо-восточного направления.

В основу доказательств наиболее позднего времени заложения и развития поперечных (северо-западных и субмеридиональных) разломов Ф. Я. Корытов взял то обстоятельство, что 70% месторождений и проявлений самого молодого в регионе флюоритового оруденения, формировавшегося в интервале времени между концом поздней юры и началом нижнего мела, приурочено к структурам этого направления. Большинство поперечных разрывных нарушений, вмещающих флюоритовые жилы, автор относит к категории глубинных разломов и приходит к выводу, о решающей их роли в размещении флюоритового оруденения. Однако необходимо отметить, что абсолютное большинство поперечных разрывов, локализующих флюоритовые жилы, не имеет тех характеристик, которые приводятся Ф. Я. Корытовым для поперечных глубинных разломов, в частности горизонтальной амплитуды перемещений по ним более чем 1 км. Все исследователи, детально занимавшиеся изучением структур локализации флюоритовых жил, отмечают, что вертикальная и горизонтальная амплитуда перемещения вдоль таких рудовмещающих разрывов только в отдельных случаях превышает 100 м (Щеглов, 1961; Якжин, 1962; Гусельников, 1962; Булнаев, 1965 и др.). Отмечается также, что подобные нарушения в подавляющем большинстве случаев являются структурами, оперяющимися продольные разломы. В связи с этим поперечные глубинные разломы не имеют решающего значения в размещении флюоритового оруденения.

Тезис автора статьи о самом позднем времени заложения и развития поперечных разломов, вмещающих флюоритовые рудные тела, опровергается им самим же, когда Ф. Я. Корытов пишет, что значительно более ранние полиметаллическое, вольфрамовое, оловорудное и золото-молибденовое оруденения региона в большинстве случаев «...локализованы именно в поперечных (северо-западных) разломах...», а рудные тела этих месторождений в основном ориентированы в северо-западном направлении.

Следует, наконец, отметить, что представления Ф. Я. Корытова о самом позднем времени заложения и развития поперечных разломов противоречат весьма убедительным данным ряда авторов, по материалам которых следует, что поперечные разломы имеют более глубокое заложение, чем продольные (Радкевич и др., 1956; Фогельман,

1959; Архангельская и др., 1962; Томсон и др., 1962; Гладков, 1967). Однако подобные поперечные глубинные разломы, уходящие своими корнями в фундамент, не имеют столь широкого распространения, как северо-восточные. Располагаясь в фундаменте, они нередко не проявляют себя отчетливо в складчатых структурах верхних этажей и обычно не выявляются методами геологической съемки, фиксируясь лишь при геофизических исследованиях. В тех районах, где поперечные разломы фиксируются, их активизация тесно связана, в первую очередь, с глыбовыми перемещениями по разломам северо-восточного простирания. Последний фактор ярко показан И. Н. Томсоном и М. А. Фаворской (1968) для Восточного Забайкалья на примере поперечной рудоцентрирующей структуры, пересекающей пояс северо-восточного простирания, несущие различное по составу оруденение. На отдельных своих участках поперечная структура концентрирует оруденение того состава, которое соответствует пересекаемому конкретному рудному поясу. Такие структуры не локализируют на всем протяжении однотипного, например, флюоритового оруденения, как это представляется Ф. Я. Корытову.

То обстоятельство, что около 70% месторождений и проявлений флюорита локализуется в разрывных структурах северо-западного и субмеридионального направлений, оперяющих северо-восточные разломы, объясняется существенными различиями в условиях формирования и развития дизъюнктивных структур региона. В частности, небольшая роль продольных разломов в локализации месторождений флюорита объясняется тем, что такие разломы длительно развиваются как надвиговые и сопровождаются мощными зонами брекчирования и милонитизации пород, в которых происходило рассеивание фтороносных гидротерм. И, наоборот, в оперяющих разломы разрывных структурах создавались благоприятные условия для концентрации гидротерм и отложения из них рудного материала. Приуроченность рудных тел месторождений Забайкалья, принадлежащих к различным формациям и формировавшихся в различное время, к разрывным структурам продольного, поперечного и иных направлений показывает, что последние развивались параллельно в каждом этапе гипогенного рудообразования, а не последовательно для всего региона (северо-восточные, субширотные, северо-западные и субмеридиональные), как это считает Ф. Я. Корытов.

Автор статьи не привел также убедительных геологических материалов для обоснования выделения ряда субмеридиональных флюоритовых поясов, из которых на рисунке в статье оговорено только два, «наиболее крупных и отчетливых».

Рассматривая контуры выделенного меридионального Западно-Забайкальского флюоритового пояса, минеральный состав и возраст развитой в его пределах флюоритовой минерализации, ее соотношение с районами развития оруденения, прилегающими к поясу с юго-запада и северо-востока, следует признать, что приведенные материалы имеют противоречивый характер, не подтверждающий концепции автора. Во-первых, границы пояса проведены произвольно и не подкрепляются контурами меридиональных разломов, не имеющих преимущественного развития по сравнению с северо-восточными и северо-западными. Во-вторых, северная часть пояса включает месторождения и проявления редкометалльно-свинцово-цинкового оруденения, сопровождаемого флюоритовой минерализацией, не достигающей промышленных концентраций. Развитое здесь оруденение, приуроченное к зоне сочленения платформенных образований со складчатыми структурами байкальского возраста, датируется поздним докембрием (Кочкин, Шувалов, 1968), имеет гидротермально-метасоматическое происхождение и в своем размещении четко контролируется литолого-стратиграфическими факторами. Флюоритовое оруденение, распространенное в южной части пояса, имеет существенные отличия. Оно представлено кварцево-флюоритовыми жилами, локализующимися в разрывных нарушениях, осложняющих складчатые структуры каледонского возраста, активизированные в мезозое. Формирование кварцево-флюоритовых жил в этой части выделенного пояса происходило в конце верхней юры — начале нижнего мела (Кормилицын, 1959; Щеглов, 1961, 1962, 1968; Якжин, 1962; Гусельников, 1962 и др.). В-третьих, средняя часть выделенного пояса, охватывающая территорию развития байкальских складчатых структур, не имеет флюоритового оруденения, за исключением небольшого числа проявлений, приуроченных к зоне сопряжения с каледонской складчатостью. Следовательно, каких-либо серьезных оснований для выделения меридионального флюоритового пояса у Ф. Я. Корытова не имелось. Наоборот, из той же самой схемы размещения нарушений и месторождений флюорита четко видно, что однотипная и одновозрастная кварцево-флюоритовая минерализация, развитая в бассейне р. Селенги, почти без перерыва распространяется на юго-запад в бассейн верхнего течения р. Джиды, не включенного Ф. Я. Корытовым в контуры какого-либо пояса.

Из схемы видно, что в южной части Бурятии, как это считают все исследователи, четко вырисовывается флюоритовый пояс северо-восточного направления, охватывающий область развития каледонских складчатых структур и продолжающийся в бассейн левобережья р. Витим.

Не имеют достаточного обоснования и контуры меридионального Восточно-Забайкальского флюоритового пояса. По материалам о флюоритовости Китая и Монгольской Народной Республики здесь также выделяется пояс северо-восточного простирания.

Таким образом, можно заключить, что выводы Ф. Я. Корытова и его рекомендации о новом направлении поисковых работ не обосновываются ни фактическим материалом, ни практикой работ производственных организаций.

## Литература

- Архангельская В. В., Полякова О. П., Титов В. А., Читаева Н. А. Основные черты строения и развития рудоконтролирующих зон глубинных нарушений в полиметаллическом поясе Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 84, 1962.
- Булнаев К. Б. Закономерности размещения эпитермальных месторождений. В кн. «Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья». Улан-Уде, 1965.
- Гусельников В. Н. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. В кн. «Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья». Госгеолтехиздат, 1962.
- Гладков В. Г. О структурной металлогенической поперечной зональности Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967.
- Кормилицын В. Н. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. Сов. геология № 11, 1959.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- Кочкин Г. Б., Шувалов Ю. М. Основные черты позднедокембрийской металлогении юго-западного обрамления Сибирской платформы. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, вып. 4, 1968.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. Сов. геология, сб. 53, 1956.
- Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенова Н. Г. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье. Тр. ИГЕМ, вып. 84, 1962.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования. Сов. геология, № 10, 1968.
- Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского золотоносного района (Восточное Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1959.
- Щеглов А. Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. Геология рудн. месторожд., № 3 1961.
- Щеглов А. Д. О рудных поясах Западного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.
- Якжин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Всесоюзный институт  
минерального сырья

Статья поступила  
11 марта 1969 г.

## ОПЕЧАТКИ

В статье В. М. Даценко, опубликованной в № 6 журнала за 1970 г., обнаружены следующие опечатки:

Следует читать

Стр. 88, последняя фраза второго абзаца снизу

Магматизм этого периода относится к субсеквентному, по Г. Штилле (1964), или внегеосинклинальному, по Ю. А. Кузнецову и А. Л. Яншину (1967), и связывается с обрушением крупного сводово-блокового поднятия на юге Красноярского края (Луицкий, 1960).

Стр. 89, последняя фраза второго абзаца сверху

На фоне общего строения Агульской грабен-синклинали выделяется ряд брахиформных антиклинальных структур штампового типа, к ядрам которых приурочены выходы протерозойских образований и девонских гранитоидов (рис. 2, Б, В, Г и др.).

Стр. 93, последняя фраза третьего абзаца снизу

К этому разлому в рифее были приурочены сурнинский комплекс гипербазитов, исаковский комплекс габбро-диабазов, а в палеозое — кийский комплекс нефелиновых сиенитов и комплекс щелочных базальтоидов.

*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. ШЕЙМАНН, 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 *Максюта П. С.*

---

Сдано в набор 5/III-1971 г. Т-07236 Подписано к печати 26/IV-1971 г. Тираж 1850 экз.  
Зак. 4513 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Усл. печ. л. 11,2 Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,2

---

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

Цена 1 р. 20 к.

В 232  
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ 3-42  
МАКАРЫЧЕВУ Г И  
70228  
1-12

12  
Индекс  
70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

*Имеются в продаже книги:*

- Бурлацкая С. П. Археомagnetизм. Исследование магнитного поля Земли в прошлые эпохи. 1965. 127 стр., 1 вкл. 54 к.
- Вопросы земного магнетизма. Труды Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн. Вып. 18/28. 1961. 111 стр. 55 к.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения. [1955—1963 гг.] 1965. 171 стр. 74 к.
- Живая тектоника вулканов и сейсмичность Станового нагорья. 1966. 231 стр. 1 р. 49 к.
- Метеорная материя в атмосфере Земли. Сборник статей. 1966. 160 стр. 47 к.
- Молоденский М. С., Крамер М. В. Земные приливы и нутация Земли. 1961. 40 стр. 20 к.
- Оптическая нестабильность земной атмосферы. 1965. 172 стр. 98.
- Твердые тела в условиях давлений и температур земных недр. 1964. 196 стр. 88 к.

*Для получения книг почтой  
заказы просим направлять по одному из перечисленных  
адресов:*

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

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская улица, 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

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

