

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1976

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1976

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. М. Пущаровский. Тектоника Северного Ледовитого океана . . . . .	3
А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах . . . . .	15
Н. Б. Лебедева. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа . . . . .	31
А. А. Белов, В. Л. Омельченко. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа . . . . .	44
М. Г. Ломизе. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии . . . . .	57
В. Г. Трифонов. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) . . . . .	73
Г. И. Амурский. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии . . . . .	87
В. М. Верба, Б. В. Ермаков. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий . . . . .	101

## Рецензии

А. Е. Шлезингер. Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР . . . . .	111
--	-----

## Хроника

XVI Ассамблея Международного геофизического союза (Гренобль, 25.VIII—6.IX 1975) . . . . .	116
Организационное заседание по проекту Международной программы геологической корреляции «Глобальная корреляция эпох тектогенеза» (Гренобль, 3—4.IX 1975) . . . . .	118

## GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1976

## CONTENTS

<b>Yu. M. Pushcharovsky.</b> Tectonics of the Arctic Ocean . . . . .	3
<b>A. G. Kossowskaya, V. D. Shutov.</b> Types of regional epigenesis and initial metamorphism and their relation to the tectonic situations on continents and in oceans . . . . .	15
<b>N. B. Lebedeva.</b> The role of heterogeneities of mountain rocks in the process of cleavage formation . . . . .	31
<b>A. A. Belov, V. L. Omelchenko.</b> Ophiolites in the Marukh nappe structure and some problems of Paleozoic stratigraphy and magmatism of the Forerange in the North Caucasus . . . . .	44
<b>M. G. Lomize.</b> Basalt dykes and growth of the Earth's crust in East Iceland . . . . .	57
<b>V. G. Trifonov.</b> Problems of spreading in Iceland (mechanism of extension) . . . . .	73
<b>G. I. Amursky.</b> The Ural-Oman lineament and its participation in the regional structure of Middle Asia . . . . .	87
<b>V. M. Verba, B. V. Ermakov.</b> Tectonic zonation of the North-western part of the Bering Sea shelf and adjacent shores . . . . .	101

## Review

<b>A. E. Shlezinger.</b> The tectonic map of the Ukrainian and Moldavian Soviet Socialist Republics . . . . .	111
---	-----

## Chronicles

XVI Assembly of the International Geophysical Union (Grenoble, August 25 — September 6, 1975) . . . . .	116
Organization meeting devoted to the Project of the International Program of Geological Correlation «Global correlation of tectogenesis epochs» (Grenoble, September 3—4, 1975) . . . . .	118

УДК 551.242.2(268)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

## ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

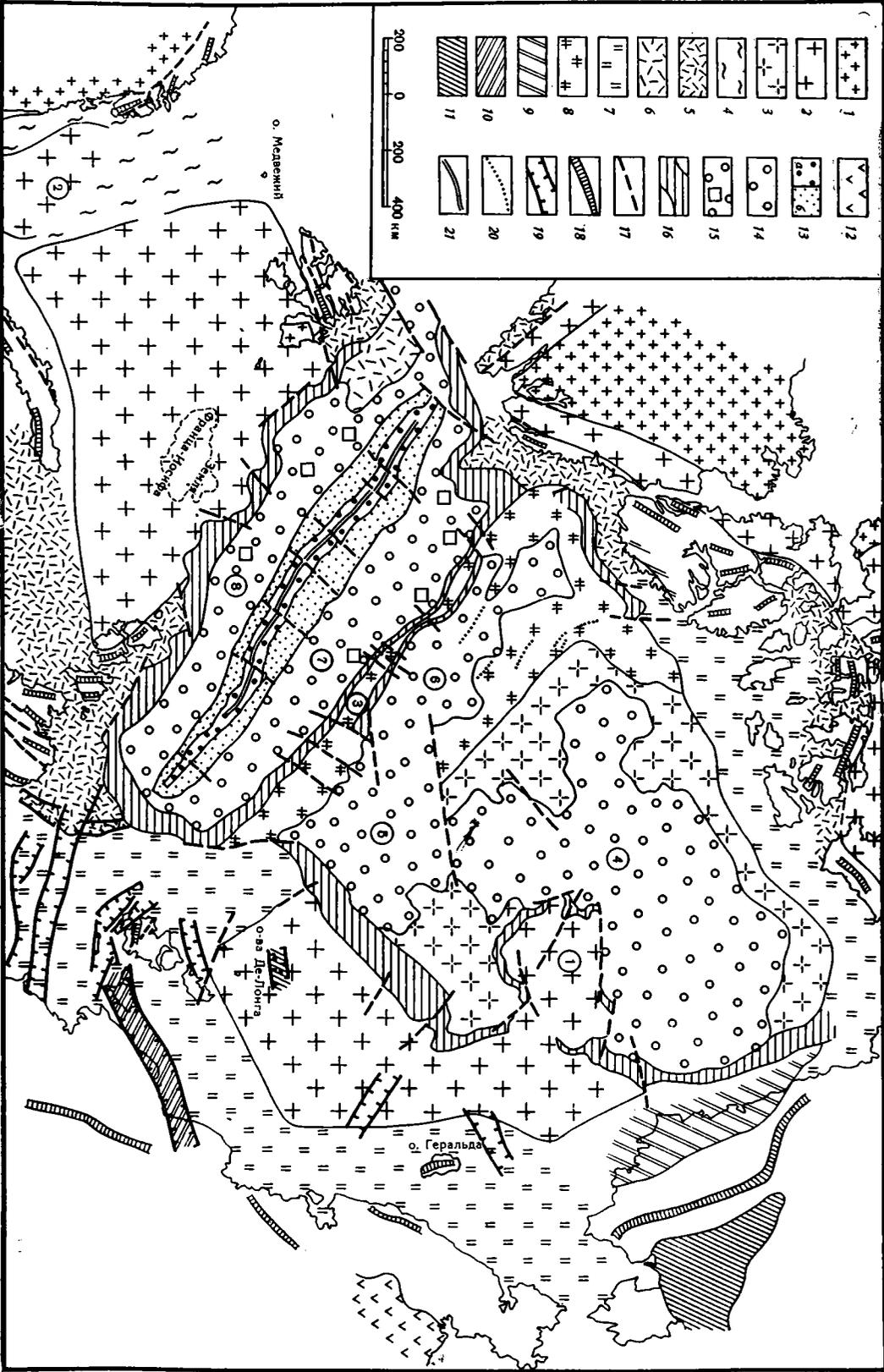
Более половины площади Северного Ледовитого океана занимают тектонические зоны, обладающие континентальным типом земной коры докембрийского возраста. Местами в палеозое и мезозое образовывались вторичные геосинклинали раздвигового типа. В центральных областях тектонические зоны имеют субконтинентальную и субокеаническую коры, возникшие в результате деструкции континентальной коры. Развитие деструктивных процессов, приведших к созданию современного тектонического плана, началось в конце юры в области котловины Бофорта. Позднее (в меловое время) сформировались котловины Полярной зоны. Тектоническая система хребта Гаккеля и прилегающих котловин Нансена и Амундсена — наиболее позднее образование (конец мела — кайнозой), связанное с тектоническими процессами в Атлантике.

В работе дается новое освещение тектоники хребта Ломоносова и поднятия Менделеева — Альфа.

Тектоника Северного Ледовитого океана обсуждается во многих работах, но взгляды на эту тему продолжают оставаться весьма различными. Любопытно, что идея о Гиперборейской платформе, высказанная Н. С. Шатским четыре десятилетия тому назад (Шатский, 1935), когда геологические сведения не только о Северном Ледовитом океане, но и о его обрамлении были очень скудными, дискутируется до сих пор. Это довольно редкий пример длительности существования геологической гипотезы. Однако следует заметить, что Северный Ледовитый океан не находится в каком-то особом положении, поскольку в отношении тектоники других океанов также ведутся большие дискуссии.

Очень важным этапом в развитии тектонических представлений о Полярном океане было открытие хребта Гаккеля, структурно связанного с Срединно-Атлантическим хребтом. Р. М. Деменицкой и ряду других авторов (Деменицкая и Карасик, 1971, и др.) открытие этого хребта позволило сделать справедливый вывод о большом отличии в тектонике двух крупных частей Северного Ледовитого океана: «Евразийской» и «Амеразийской», с границей между ними в зоне хребта Ломоносова.

В то же время, в работах сторонников тектоники плит (Ostenso et Wold, 1973; Tailleur, 1973; Hall, 1973; Vogt et Avery, 1974, и др.) делается попытка унифицировать условия структурного развития обеих частей Полярного бассейна. Выразилось это в попытке интерпретировать хребет Менделеева (его продолжение по другую сторону Северного полюса американские геологи называют хребтом Альфа), так же, как и срединный хребет Гаккеля, но только более ранний, докайнозойский, т. е. как зону раздвигания литосферных плит и образования новой коры. Однако попытка эта, по мнению автора, не имеет достаточных геологических и геофизических оснований, а многие данные, например, очертания и структурное положение глубоководной котловины Бофорта (Канадской), ей противоречат. Таким образом, заключение о структурной асимметрии Арктического бассейна отражает истинное положение вещей.



#### Схема тектоники Северного Ледовитого океана

**Области с докембрийской континентальной корой:** 1 — гранитно-метаморфические комплексы на поверхности; 2 — то же под платформенным чехлом; 3 — то же, что 2, но с утоненной корой (субконтинентальная кора); 4 — гранитно-метаморфические комплексы под рифеидами и палеозоидами; 5 — то же под палеозоидами; 6 — то же, что 5, но с утоненной корой (субконтинентальная кора); 7 — гранитно-метаморфические комплексы под палеозоидами и мезозоидами; 8 — то же, но с утоненной корой (субконтинентальная кора). **Зоны с фанерозойской континентальной корой (рифтогенные геосинклинали):** 9 — палеозойской; 10 — раннемезозойской; 11 — позднемезозойской; 12 — континентальная кора еще не полностью сформировалась.

**Области с корой океанического и субокеанического типов (вторичные):** 13 — кора океанического типа — срединный хребет; а) сводовая часть, б) склоны; 14 — кора субокеанического типа, местами с участками океанической коры; 15 — то же с реликтами до-мезозойских структур; 16 — зоны утонения гранитного слоя; 17 — разломы; 18 — генеральные простирания; 19 — грабенообразные формы; 20 — некоторые простирания; 21 — рифтовые впадины. Цифры в кружках: 1 — Чукотское поднятие; 2 — Южно-Баренцевский массив; 3 — хребет Ломоносова; 4 — котловина Бофорта (Канадская); 5 — котловина Толля; 6 — котловина Макарова; 7 — котловина Амундсена; 8 — котловина Нансена

Другой существенный факт касается обрамления Северного Ледовитого океана. На крайнем севере Аляски бурением были вскрыты геосинклинальные складчатые комплексы с органическими остатками ордовика и силура. Это дало возможность М. Чуркину (Churkin, 1975) утвердиться в его более раннем представлении (Churkin, 1969, 1973) о палеозойском Циркум-Арктическом геосинклинальном поясе, окаймлявшем палеозойскую океаническую впадину<sup>1</sup>. Тем самым места для Гиперборейской платформы в построениях М. Чуркина не остается. Нужно отметить, что Арктический геосинклинально-складчатый пояс выделялся еще в работах Н. П. Хераскова (1963). Но с точки зрения автора, картина строения и структурной эволюции Арктики значительно более сложна, причем палеозойские геосинклинали, о которых идет речь, не мешают представлению о существовании в более северном районе крупного блока сиалической коры («Гиперборейской платформы»).

В настоящей статье основное внимание будет уделено характеристике тектонического плана Северного Ледовитого океана, с выводами о том, каким образом он образовался. Забегая вперед, отметим, что решающие процессы в формировании современной структуры океана произошли в мезозое и кайнозое и выразились в тектонической деструкции континентальной коры. Так как проблема деструктивных преобразований континентальной коры освещена в литературе очень слабо, а значение ее велико, автор имеет в виду привлечь к ней специальное внимание.

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПЛАН СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В тектоническом плане Северного Ледовитого океана выделяются районы с континентальной, субконтинентальной, субокеанической и океанической корой (рис. 1). Кроме того, необходимо выделять зоны утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя, поскольку тип коры в них каким-либо одним термином определен быть не может.

**Зоны континентальной коры.** К ним принадлежат все арктические шельфы, но местами также небольшие участки дна относительно глубокого моря. Время образования континентальной коры почти везде докембрийское, но на отдельных участках, там, где появились вторичные эвгеосинклинали, оно позднерифейское (?), палеозойское или мезозойское. Формирование континентальной коры — процесс сложный, многообразный, но главное в нем — это образование развитого гранитно-метаморфического слоя.

В пределах Северного Ледовитого океана кора континентального типа, сформировавшаяся в докембрии, почти всюду перекрыта форма-

<sup>1</sup> Доклад М. Чуркина в Геологическом институте АН СССР в мае 1975 г.

циями платформенного чехла или миогеосинклиналями. Лишь в некоторых районах на поверхность выступают кристаллические породы. Это полярные районы Канадского щита и Гренландии, Шпицберген, о. Белый (Баренцево море).

Формации платформенного чехла, перекрывающие дорифейский цоколь, распространены на большей части Баренцева моря (Грамберг и др., 1975). Характерно, что трапповая формация Земли Франца Иосифа сходна с траппами Тунгусской синеклизы и Декана, т. е. других древних платформ (Гусев, 1971). Нельзя сказать, что тектоника дна Баренцева моря известна определенно. Некоторые авторы предпочитают видеть здесь срединные массивы внутри более молодых складчатых зон. Но это не столь принципиально в данном случае, так как мнение об общем дорифейском кристаллическом цоколе разделяется как будто всеми. Безусловно, в пользу обширной Баренцевоморской платформенной структуры свидетельствует и недавно выявленный геофизическими исследованиями Южно-Баренцевоморский массив, который по характеру геофизических полей сходен с архейскими комплексами щитов Восточно-Европейской платформы (Ершов и др., 1974). Этот массив занимает большую площадь между Кольским полуостровом и южной частью Новой Земли, оставляя лишь небольшое пространство для миогеосинклинальных рифейд зоны Канин — Варангер-Фьорд. На тектонической схеме, иллюстрирующей цитируемую работу, видно, что на северо-востоке массив перекрывается узким и протяженным «шовным прогибом эвгеосинклинального типа», за которым вновь располагается блок дорифейской континентальной коры. По всей вероятности, этот прогиб и подобные ему (а они существуют) имеют раздвиговую природу и разбивают на части ранее единый и крупный Баренцевоморский блок. Анализ магнитных данных, по которым подобные прогибы выделены, показывает, что процессом раздвига должны были быть затронуты глубинные части земной коры. Однако время этого процесса неясно, хотя и считается рифейским.

Другая область распространения континентальной коры дорифейского возраста, перекрытая платформенным чехлом, лежит в Восточно-Сибирском и отчасти Чукотском морях. Она имеет очень неправильные очертания и сравнительно небольшие размеры из-за деструктивных фанерозойских тектонических процессов. В данном случае мы опираемся (1) на разрез и структуры о-ва Беннета, которые наиболее естественно понимать в традиционном стиле, а именно как чехол древней платформы; (2) на платформенную природу Чукотского поднятия, находящегося между 75 и 80° с. ш., о чем писал Ханкинс (1970) и с чем согласны многие другие авторы; (3) на особенности простирающихся структур Новосибирских островов, о-ва Врангеля, вообще тектонических зон, окаймляющих Полярный бассейн в этой части Азии и Северной Америки. Здесь также существуют вторичные раздвиговые эвгеосинклинали. Одна из них проявлена на о. Генриетта. В разрезах этого острова участвуют позднемезозойские (как считается) кварцито-песчаники, кремнистые сланцы, туфогенные и граувакковые песчаники, включающие покровы диабазовых и авгитовых порфиритов (Русаков и др., 1972). Породы смяты в линейные сжатые складки. На примере упомянутого выше Чукотского поднятия, по существу останца, хорошо видно, как избирательно происходит тектоническая деструкция.

Охарактеризованная область в целом представляет собой реликт древней платформы, которую Н. С. Шатский называл Гиперборейской.

Континентальная кора дорифейского возраста под миогеосинклиналями развита в прибрежной части шельфов. К северу от Кольского полуострова она лежит под миогеосинклинальной зоной рифейд; между Новой Землей, Таймыром и Северной Землей, а также на севере Канадского архипелага — под палеозоидами и их платформенным чехлом; на Северо-Востоке СССР и отчасти Аляски — под миогеосинклинальными зонами мезозойд.

Многосинклинальные зоны включают обычно очень глубокие прогибы, но также и поднятия, в том числе внутренние массивы. Можно уверенно считать, что в ходе многосинклинального развития земная кора претерпела изменения. Однако в чем состоят эти изменения, еще надлежит выяснить.

Далее упомянем о вторичных раздвиговых геосинклиналях с формациями эв- и миктогеосинклинального типов. Их немного. Уже упоминалось, что такие геосинклинали присутствуют среди рифид, погребенных под южной частью Баренцева моря, однако они могут иметь и более молодой возраст. Автор считает, что к палеозойским структурам подобного рода принадлежат эвгеосинклинальные зоны севера о-ва Элсмир и крайнего севера Аляски. Первая из них достаточно известна (Trettin, 1972, и др.). Что касается второй, то ее образуют вскрытые бурением на мысе Барроу и по соседству (скважины в Топагорук и Прудо-Бэй) аспидные сланцы, аргиллиты и граувакки с органическими остатками, в том числе граптолитами, ордовика и силура (Churkin, 1975). На о. Большом Ляховском (Новосибирский архипелаг) выходит фрагмент аналогичной структуры, но позднепалеозойского — раннемезозойского возраста. Среди хлорито-кварцевых и иных сланцев (Виноградов и др., 1974) здесь встречаются порфириты с шаровой отдельностью; имеются линзовидные тела серпентинитов. Деформации пород сложные. Относительно о. Генриетта (архипелаг Де-Лонга) речь была выше.

Таким образом, зоны современной континентальной коры занимают более половины площади Полярного бассейна.

**Зоны субконтинентальной коры.** Субконтинентальной здесь называется кора, по строению сходная с континентальной, но существенно меньшей мощности. Она может образоваться в процессе превращения океанической коры в континентальную, например в ходе прогрессивного развития островных дуг, или, наоборот, в результате деструкции коры континентального типа. Соответственно в первом случае мы будем иметь дело с «гранитным» слоем, еще не полностью сформировавшимся, а во втором — с утоненным гранитно-метаморфическим слоем. Различие в их составе (и коры в целом) будет значительным. Таким образом, с геологической точки зрения может выделяться субконтинентальная кора I и II, соответственно упомянутым выше случаям. В пределах Северного Ледовитого океана существует только субконтинентальная кора II. Она приурочена к поднятию Менделеева (и Альфа) и хребту Ломоносова.

Поднятие Менделеева имеет очень неправильные очертания, что объясняется прихотливостью контуров ограничивающих его глубоководных впадин. Длина поднятия почти 2000 км, а ширина меняется от 300 до 900 км. Недавно оно было описано Ю. Г. Киселевым и Р. М. Деменицкой (1974). Поднятие асейсмично, и для него типично глыбовое строение. Тепловой поток характеризуется небольшими значениями. Гравитационное и магнитное поля имеют платформенный облик. Толщина коры того же порядка, что и в хребте Ломоносова (см. ниже). Ложит оно на глубину около 1800 м. Приведенные данные явно свидетельствуют не об океанической, а о континентальной природе поднятия, но с измененным типом коры. По имеющимся данным о простираниях, осложняющих поднятие гребней второго порядка и разломов (Тектоническая карта полярных областей Земли, 1969), поднятие Менделеева можно разделить на две продольные части, одна из которых примыкает к Канадской котловине, а другая — к котловине Макарова. Первая из упомянутых частей отличается довольно разнообразными простираниями, а во второй эти простирания согласуются с общим направлением хребта Ломоносова. Поэтому в первом случае наиболее вероятно считать, что соответствующий район входит в упомянутую выше Гиперборейскую платформу (преобразованная ее часть), тогда как во

втором мы имеем дело с тектонической зоной, единой с хребтом Ломоносова.

Строение хребта Ломоносова освещено в ряде работ (Деменицкая и Киселев, 1968; Карасик и др., 1971; Грачев и Карасик, 1974, и др.). В отличие от поднятия Менделеева хребт Ломоносова имеет четко выраженный линейный характер. Длина его того же порядка, но ширина существенно меньше — 60—200 км<sup>1</sup>. Вершина хребта плоская, поперечный профиль сундучный. Хребт асейсмичен, проявлений вулканизма нет, тепловой поток местами несколько повышен (Любимова и др., 1969). Толщина коры 15—18 км. Лежит хребт на меньших глубинах, чем поднятие Менделеева. Всеми авторами признается субконтинентальный тип строения земной коры. В пользу этого говорит и сейсмический разрез. Вверху лежит толща неуплотненных осадков. Она с угловым несогласием перекрывает слоистый осадочный комплекс пород. Ниже залегает складчатый фундамент (скорости 5,7—6,1 км/сек). Еще ниже — «гранитный» слой (скорость 6,3—6,4 км/сек), а в области шельфа регистрируется граница «базальтового» слоя (6,7—7,0 км/сек).

В предшествующих работах автор обосновывал тектоническую связь Новосибирских островов со структурными образованиями Канадского арктического архипелага через хребт Ломоносова (Пушаровский, 1960, 1963). В настоящее время это представление получает дополнительную аргументацию. Некоторое несоответствие простираний о. Котельного и хребта Ломоносова может быть объяснено смещениями того и другого в пространстве, в частности по сдвигам. Кроме того, объединение в единую тектоническую зону хребта Ломоносова и смежной части поднятия Менделеева делает этот межконтинентальный мост весьма структурным и естественным. Наконец, Г. Треттин (Trettin, 1969) показал, что структуры противоположного конца хребта Ломоносова непосредственно продолжаютя в северной части о. Элсмир.

Исходя из сказанного, не представляется правильной разбивка А. Ф. Горячевым и А. М. Карасиком (1974) хребта Ломоносова на несколько поперечных сегментов, каждый из которых имеет особый возраст складчатого фундамента — от гренвильского до каледонского, что ими было сделано в связи с идеей отторжения хребта от Азии по законам «плитовой тектоники». Вообще найти пример другого столь значительного линейного и узкого хребта, состоящего из подобных разнородных частей, невозможно.

Таким образом, нужно считать, что в зоне хребта Ломоносова развиты миогеосинклинальные комплексы преимущественно палеозойского, но также мезозойского и отчасти позднедокембрийского возраста, под которыми погребен дорифейский кристаллический фундамент. Однако по сравнению с шельфами кора здесь значительно тоньше. Возможно, что она отличается также от субконтинентальной коры той части поднятия Менделеева, которая принадлежит Гиперборейской платформенной области.

Известно, что строение хребта Ломоносова асимметрично. Его склон, обращенный к котловине Амундсена, представляет собой огромный, в общем прямолинейный, уступ высотой около 3 км, что отчетливо видно на батиметрических картах по сгущению изобат. Этот уступ осложнен ступенями сбросового происхождения. Склон, обращенный в сторону котловин Макарова и Толля, наоборот, характеризуется расплывчатыми очертаниями. Здесь происходит плавная смена субконтинентального типа коры самого хребта субокеаническим, свойственным упомянутым котловинам. При этом котловины оказываются приуроченными в основном к миогеосинклинальной полярной полосе, что является дополни-

<sup>1</sup> В части, прилежащей к Канаде, ширина достигает 400—500 км.

тельным аргументом в пользу реального существования последней. Лишь на отрезке у полюса этот склон хребта выражен достаточно резко.

**Зоны субокеанической и океанической коры.** Субокеаническим типом коры здесь обозначается такой тип, где поверх океанической коры лежат мощные (несколько км) осадочные (обычно терригенные, но иногда туфогенно-осадочные) отложения. Субокеаническая кора существует в глубоких котловинах морей и в краевых частях океанов. Как и в случае субконтинентальной коры, субокеаническая кора может иметь разное происхождение. Она может возникнуть в результате вовлечения в подвижный пояс окраинной части океана (например, в Беринговом море; Шмидт, 1974) — субокеаническая кора I. Но ее происхождение может быть связано также с исчезновением гранитно-метаморфического слоя вследствие раздвиговых процессов, либо оттока сиалических масс или других причин — субокеаническая кора II. Характер коры при этом будет различным. В Полярном бассейне распространена лишь субокеаническая кора II. Она свойственна котловинам Бофорта (Канадской), Ломоносовской приполярной зоны, а также Амундсена и Нансена.

Крупная котловина Бофорта, примерно равновеликая по площади глубоководной области Берингова моря, имеет ровное дно, лежащее в центральных частях на глубине около 3800 м. Канадское крыло ее очень отлогое, и здесь смена типов коры весьма плавная, постепенная. Очень прихотливые очертания котловина имеет в районе сочленения с поднятием Менделеева (Альфа), где изменение типа коры имеет, следовательно, чрезвычайно сложный характер. Стык котловины с Чукотским поднятием резкий, по уступу. Из анализа очертаний котловины однозначно виден ее вторичный характер.

То же можно сказать и о природе котловин Макарова и Толля. Размеры их относительно небольшие. Более крупная из них котловина Толля (Подводников) немного превышает по площади Южно-Каспийскую. Под ее равнинным дном, лежащим на глубине 2,5—3 км (абиссальная равнина Врангеля), залегает толща горизонтально-слоистых отложений мощностью около 3,5 км (Грамберг и др., 1974). Дно котловины Макарова находится на более глубоком уровне — порядка 4 км. На западном крыле этой котловины измерения теплового потока показали  $2,2 \text{ мккал/см}^2$ . От котловины Макарова в сторону о. Элсмир простирается узкий длинный прогиб с глубиной моря от 2 км на бортах до 3 км в средней части, ограничивающий хребет Ломоносова, а далее еще одна плоскодонная впадина сравнительно небольших размеров (глубины моря аналогичные), наложенная на Ломоносовскую миогеосинклинальную зону в секторе Северной Америки.

В целом упомянутые котловины (может быть, за исключением узкого приполярного прогиба) относятся к единой группе структур, происхождение которой связывается с избирательным и сложным деструктивным процессом континентальной коры. Этой группе противостоит другая, в образовании которой определяющую роль играло раздвижение кусков земной коры. Сюда относятся котловины Нансена и Амундсена, разделенные хребтом Гаккеля.

Хорошо известно, что вся эта система представляет естественное окончание тектонической области Северной Атлантики, несет главные черты ее строения и тектонической эволюции. Сведения о структурах, составляющих эту систему, можно найти во многих работах (Деменицкая и Карасик, 1971; Карасик, 1971; Грачев и Карасик, 1974; Деменицкая и Киселев, 1974, и др.). Вкратце характеристика системы такова.

Хребет Гаккеля протягивается на расстояние около 2000 км, при ширине гребневой зоны около 200 км. Высота его невелика, редко превышает 1000 м. Это линейный пологий свод, осложненный, однако, мно-

гочисленными подводными горами вулканического происхождения. В середине проходит рифтовая зона, состоящая из эшелонированных отрезков, разделенных поперечными разломами. По разломам отмечаются сдвиговые смещения; их максимальная величина немногим более 30 км. С полосой рифтов связана сейсмичность. Есть замеры теплового потока, составляющие  $>3 \text{ мккал/см}^2$ . Мощности отложений на поднятии, особенно на склонах, значительные и достигают 1000 м и более.

Котловина Амундсена отвечает наиболее глубокой части Северного Ледовитого океана — ее средняя глубина 4200 м. Мощность осадочных отложений 2—3 км. Котловина Нансена имеет среднюю глубину 3800 м. Мощность отложений здесь достигает 4000 м, причем в обеих котловинах мощность увеличивается в направлении от хребта Гаккеля, в одном случае в сторону хребта Ломоносова, а в другом — Евразийского шельфа.

Если на хребте осадочные отложения лежат поверх океанической коры, то, как показывают сейсмические данные, в пределах котловин картина гораздо более сложная. Р. М. Деменицкая и Ю. Г. Киселев (1974) пишут, что в каждой из этих котловин, на большие расстояния от их краев, под двумя слоями с сейсмическими скоростями соответственно 1,6—2,2 и 2,0—4,5 км/сек, прослеживается толща пород, где скорости составляют 5—6 км/сек. По заключению авторов, последняя сложена осадочными породами, смятыми в сложные сжатые складки и разбита разломами (мощности слоев, к сожалению, не приводятся). Присутствие такой толщи в области абиссали нужно интерпретировать как результат не дошедшего до конца деструктивного процесса. Поэтому механизм тектоники плит для объяснения происхождения котловин (Грачев и Карасик, 1974), по мнению автора, здесь неприменим. Однако раздвиг, безусловно, играл основную роль в образовании всей этой тектонической системы, причем раздвигались крупные куски земной коры. Местоположение линии раскола в южных районах, вероятно, предопределялось линией стыка Таймырских палеозоид и Верхоянских мезозоид. С ней частично совпадает осевая часть хребта Гаккеля. В районе моря Лаптевых и далее на континенте эти процессы угасали. Очень характерна в этом отношении система грабенообразных впадин на дне моря Лаптевых, продолжающаяся в Верхояно-Колымской зоне полем сейсмической активности. Весьма сложен вопрос о взаимодействии механизмов раздвига, растяжения и преобразования коры при тектонической деструкции. Решение его — задача будущих исследований.

**Зоны утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя.** Такие зоны обособляются вполне определенно. Они могут быть узкими и относительно широкими. В первом случае утонение и (или) выклинивание происходит быстро, во втором — постепенно. Когда соответствующие изменения приурочены к большой площади, границы таких зон становятся расплывчатыми. Утонение и выклинивание гранитно-метаморфического слоя в сторону океанической или субокеанической коры может происходить как в случае континентального блока, так и субконтинентального. В рельефе подобные зоны обычно выражены так называемыми материковыми склонами. Понятие это очень неясное, так как им обозначают совершенно разные элементы дна: и собственно склоны материков, и различные уступы к глубоким впадинам в морях. Однако представление о зонах утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя раскрывает тектоническую сущность как тех, так и других склонов. В Северном Ледовитом океане они особенно хорошо выражены между Шпицбергом и Таймыром, на евразийской стороне хребта Ломоносова, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях и к северу от Гренландии. Как можно видеть, здесь далеко не во всех случаях можно говорить о «материковом» склоне.

Если известно время образования зон утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя, то можно делать заключение и о времени формирования глубоководных впадин. Из тектонических соотношений в пределах Полярного бассейна видно, что все такие зоны образовывались в позднем мезозое или кайнозое. Уже с этой точки зрения можно говорить о создании современного тектонического плана Северного Ледовитого океана в указанный промежуток времени.

### О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Прежде всего необходимо отметить, что прямых геологических данных о характере и возрасте пород, слагающих хребты Ломоносова, Гаккеля, поднятия Менделеева (и Альфа), не говоря уже о субстрате глубоководных котловин, в литературе нет. Даже результаты драгировок до сих пор не опубликованы. Глубинное сейсмическое зондирование для упомянутых районов отсутствует. Но другие геофизические методы дали важные сведения о современном строении земной коры, мощностях осадочной толщи, некоторых тектонических особенностях дна океана. Представленная выше картина тектонического плана Арктического океана основывалась на этих данных, но также на данных батиметрии, геологии островов (встречающихся в Полярном океане только на шельфах, чем этот океан отличается от настоящих) и на экстраполяциях тектонических соотношений прибрежных областей. Обращает внимание то, что основные тектонические районы центральных частей океана по занимаемой ими площади не очень велики и сопоставимы, например, со Скандинавским полуостровом, причем в совокупности их площадь не больше Индии. Вся остальная часть океана — шельфовая. Эту специфику следует учитывать при анализе тектонической истории океана.

Во всех основных океанах Земли тектоническая история может быть прослежена, начиная с позднего мезозоя; для более раннего геологического времени строятся лишь гипотезы и делаются догадки. Так же обстоит дело и с Ледовитым океаном, хотя из-за его малых размеров предыстория выявляется более определенно.

Автору (Пушаровский, 1960) уже приходилось обращать внимание на то, что начало крупнейшей тектонической перестройки Палеоарктики началось в конце юрского времени, когда в пределах огромной Верхояно-Чукотской области начинался орогенный этап развития. Важнейшие движения в эту пору происходили также на Аляске и в Северо-Американских Кордильерах. Весьма вероятно, что они охватили и Восточную Арктику. Но в то время как в горных складчатых областях происходила консолидация земной коры, о чем свидетельствует мощный гранитоидный магматизм, в Восточной Арктике происходила ее компенсационная деструкция.

В более раннее время, как это можно представить из изложенных выше материалов, структура в пределах Северного Ледовитого океана была компактной. Существовали два блока сиалической коры, сформировавшейся в дорифейское время, представляющие собой платформенные структуры. Один из них был расположен в Восточной Арктике. По его периферии в пределах Канадского Арктического архипелага располагалась широкая зона палеозоид, включающая местами на крайнем севере офиолиты, связанные, по-видимому, с раздвиговыми прогибами. Со стороны Азии располагалась Верхояно-Чукотская область, где завершался собственно геосинклинальный этап развития современных мезозоид. Сходные процессы имели место на Аляске<sup>1</sup>. Во всех

<sup>1</sup> Может быть, хребет Брукса на Аляске представляет собой лишь зону мезозойской активизации (Иванов, 1975), но в данном случае это не имеет существенного значения.

случаях крупнейшее геосинклинальное прогибание охватило обширные площади с докембрийской континентальной корой. На востоке Азии, однако, существовали океанические геосинклинали.

Другой дорифейский сиалический блок лежал в Западной Арктике. От первого он был отделен отворачивающимися на север палеозоидами Таймыра и расположенной восточнее широкой зоной палеозойско-мезозойских структур, соединяющей Канадские палеозойды и Верхояно-Чукотскую область. В верхнеюрское и нижнемеловое время Восточную Арктику, исключая зону хребта Ломоносова, охватили процессы растяжения, что привело к разрушению прежде существовавших структур. Это было время формирования Канадской глубоководной котловины и утонения коры в обширных зонах ее периферии. Утонение коры — явление сложное и может иметь как резкий характер, так и плавный, охватывая большие площади. Второй случай относится к восточным областям поднятия Менделеева — Альфа.

Образование хребта Ломоносова началось с его одностороннего обособления в связи с возникновением цепочки глубоководных впадин: Толля, Макарова и др. Их происхождение есть также результат растяжения коры, что имело место в ходе дальнейшего развития деструктивного процесса. Этот новый импульс можно связать со второй половиной орогенного этапа развития Верхояно-Чукотских мезозойдов, с эпохой позднемеловых деформаций и образования верхней молассы. В это время утонение коры охватило новые районы. Однако образование другого склона хребта Ломоносова произошло позднее; об этом речь будет ниже.

Развитие океанических и субокеанических структур Западной Арктики связано с разрушением и раздвиганием континентальной коры. Разрушение обосновывается обрыванием южным бортом глубоководной котловины Нансена Баренцевоморского древнего блока и Таймыро-Североземельных структур. О том же свидетельствуют фрагменты складчатых структур, выявленные геофизическими методами в котловинах Нансена и Амундсена. Наконец, очевидный вторичный характер уступа евразийского склона хребта Ломоносова также подтверждает разрушение. На раздвигание указывает наличие в системе Западной Арктики срединной зоны океанической коры, по бокам которой протягиваются глубоководные впадины с корой субокеанического типа. Сочетание процессов разрушения и раздвигания континентальных структур характерно для северных районов Атлантики, как в этом убеждают материалы бурения океанского дна (Удинцев, 1975). Аналогия здесь вполне правомерна. Евразийский фас хребта Ломоносова одновременно является и краем Восточно-Арктического блока. Этот блок участвует в движении как целостная тектоническая единица.

Если рассматривать Западную Арктику как наиболее молодое звено Атлантической системы, то заложение ее современных океанических и субокеанических структур нужно относить к кайнозою. Таким образом, склоны хребта Ломоносова и по происхождению и по времени возникновения различны.

Что касается хребта Гаккеля, то он представляет наиболее молодое образование в системе Западной Арктики. Его можно представить как очень пологую складку в океанической коре, возникшую вследствие сближения Восточного и Западного Арктического блоков. По отношению к Срединно-Атлантическому хребту такой вывод недавно был сделан А. В. Пейве (1975). Молодой вулканизм, движения по разломам, сейсмичность и развитие рифтовых ущелий в сводовой зоне хребта Гаккеля свидетельствуют об активных тектонических процессах здесь в настоящее время.

Новые геологические материалы все более выявляют роль в тектонической истории земной коры деструктивных процессов. Под этим понимается разрушение земной коры относительно развитого типа и появление вторичных структур с корой, лишенной некоторых первоначальных свойств. Деструкция сопровождается развитием подвижных геосинклинальных поясов, вызывая изменения в их тектоническом плане (Пущаровский, Яншин, 1974), но она затрагивает и консолидированные континентальные блоки. В основе механизма деструкции лежат процессы раздвига, крупных горизонтальных срывов, компенсационного перемещения глубинных масс и ряд других. На примерах Западной и Восточной Арктики можно видеть проявление разных процессов.

В последнее время много материалов публикуется о недавнем происхождении глубоких впадин Средиземного моря (Stanley et al., 1974 и др.). Эти впадины, образовавшиеся в условиях консолидированной коры Средиземноморского складчатого пояса, аналогичны впадинам Восточной Арктики. В то же время вся эта группа отлична от впадин Западной Арктики, аналоги которых нужно искать в области Атлантики (Лабрадорское море и др.) или среди ископаемых рифтогенных геосинклиналей. Но от той и другой групп отличаются деструктивные глубоководные котловины, имеющиеся в ряде окраинных тихоокеанских морей и сопровождающие островные дуги. Они развивались на другой основе и принадлежат зрелой стадии развития современных геосинклинальных систем.

Таким образом, тектонический анализ Северного Ледовитого океана позволяет видеть разнообразный характер процессов тектонической деструкции, вызывающих возникновение существенно разных по типу и строению коры структурных форм. На примере Арктики можно видеть значительный масштаб проявления таких процессов, возникших в континентальных условиях. Весьма важно было бы специальное и углубленное изучение аналогичных явлений в других областях земного шара.

#### Литература

- Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М., Шимараев В. Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л., «Недра», 1974.
- Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г.* Осадочный бассейн в глубоководной части Северного Ледовитого океана. В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л. Ротапринт НИИГА, 1974.
- Грамберг И. С., Краев А. Г., Карасик А. М.* Геотектонические предпосылки нефтегазосности северных морей СССР.— Сов. геология, 1975, № 2.
- Грачев А. Ф.* Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР).— Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л. Ротапринт НИИГА, 1973.
- Грачев А. Ф., Карасик А. М.* Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., Ротапринт НИИГА, 1974.
- Гусев Б. В.* Сравнительная характеристика магнетизма платобазальтов Сибири, Таймыра, Земли Франца-Иосифа и других регионов земного шара.— Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 6. Л. Ротапринт НИИГА, 1971.
- Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г.* Особенности строения, морфологии и осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований.— Геофизические методы разведки в Арктике, Л. Ротапринт НИИГА, вып. 5, 1968.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М.* Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана.— В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г.* К вопросу о продолжении каледонских складчатых структур в Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана.— Геофизические методы разведки в Арктике. Л. вып. 9, Ротапринт НИИГА, 1974.
- Ершов Ю. П., Красильщиков А. А., Воск В. Э., Шимараев Б. Н.* Геотектоническая характеристика южной части баренцевского шельфа.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л. Ротапринт НИИГА, 1974.

- Иванов О. Н.* Стратиграфия докембрия крайнего Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР, Магадан, 1974.
- Иванов М. К.* Геологическое строение и сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности Северной Чукотки и Аляски. Автореферат канд. дис., геол. ф-т МГУ, М., 1975.
- Каменева Г. И., Ильченко Л. Н.* Докембрий и нижний кембрий острова Врангеля.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР, Магадан, 1974.
- Карасик А. М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит.— В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л. Ротапринт НИИГА, 1974.
- Карасик А. М., Гуревич Н. И., Масолов В. Н., Щелованов В. Г.* Некоторые особенности глубинного строения и происхождения хребта Ломоносова по аэромагнитным данным.— Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 6. Л. Ротапринт НИИГА, 1971.
- Киселев Ю. Г., Деменецкая Р. М.* Хребт Менделеева — погруженная структура Канадско-Гренландской литосферной плиты.— Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 9. Л. Ротапринт НИИГА, 1974.
- Любимова Е. А., Томара Г. А., Александров А. Л.* Тепловой поток через дно Арктического бассейна в районе хребта Ломоносова. Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Погребницкий Ю. Е.* Происхождение и геологическое развитие Северного Ледовитого океана и его шельфовых частей.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л. Ротапринт НИИГА, 1974.
- Пуцаровский Ю. М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Пуцаровский Ю. М.* Тектоническая карта Арктики, м. 1:10 000 000. М., ГИН АН СССР, 1963.
- Пуцаровский Ю. М., Яншин А. Л.* Тихоокеанский тектонический пояс.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
- Русаков И. М., Виноградов В. А., Гапоненко Г. И.* Тектоническое районирование Северо-Востока СССР и его арктического шельфа.— В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л. Ротапринт НИИГА, 1972.
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики, м. 1:5 000 000. Гл. ред. И. П. Атласов. Л., НИИГА, 1964.
- Тектоническая карта Полярных областей Земли, м. 1:10 000 000. Гл. ред. Б. Х. Егiazаров. Л., НИИГА, 1969.
- Удинцев Г. Б.* 38-й рейс «Гломар Челленджера».— Природа, 1975, № 6.
- Ханкинс К.* Арктический континентальный шельф к северу от Аляски.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С.* О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шмидт О. А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Churkin M.* Paleozoic tectonic history of the Arctic Basin North of Alaska.— Science, 1969, v. 165, p. 549—555.
- Churkin M.* Geologic concepts of Arctic Ocean Basin.— In: Arctic Geology. Tulsa, 1973.
- Churkin M.* Basement rocks of the Barrow arch, Alaska, and the Circum-Arctic Paleozoic Mobile Belt.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1975, v. 59, No. 3.
- Hall J. K.* Geophysical Evidence for ancient sea-floor spreading from Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge.— In: Arctic Geology. Tulsa, 1973.
- Meyerhoff A. A.* Origin of Arctic and North Atlantic oceans.— In: Arctic Geology. Tulsa, 1973.
- Ostenso N. A., Wold R. J.* Aeromagnetic evidence for origin of Arctic Ocean Basin.— In: Arctic Geology. Tulsa, 1973.
- Stanley D. J., Got H., Leenhardt O., Weiler Y.* Subsidence of the western Mediterranean basin in Pliocene—Quaternary time: further evidence.— Geology, 1974, No. 7.
- Tailleux I. L.* Probable rift origin of Canada Basin, Arctic ocean.— In: Arctic Geology. Tulsa, 1973.
- Trettin H. P.* A Paleozoic-Tertiary Fold Belt in Northernmost Ellesmere Island aligned with the Lomonosov Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 143—148.
- Trettin H. P.* The Innuitian Province.— In: Variations in tectonic styles in Canada. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 11. Toronto, Ontario, Canada, 1972.
- Vogt P. R., Avery O. E.* Tectonic history of the Arctic Basins; partial solutions and unsolved mysteries.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. New York, Heidelberg, Berlin, 1974.

УДК 551.24 + 552.163

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ

**ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА И НАЧАЛЬНОГО  
МЕТАМОРФИЗМА И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ  
ОБСТАНОВКОЙ НА МАТЕРИКАХ И В ОКЕАНАХ**

Выделены зоны регионального эпигенеза и прослежено их сопряжение с метаморфическими образованиями в различных геотектонических обстановках континентов и в океанах. На континентах выделено три типа регионального эпигенеза, определяющиеся различными термобарическими условиями постседиментационного преобразования осадочных и вулканогенных комплексов.

На основе изучения kernового материала по скважинам «Гломар Челленджер» (рейс 2 в Атлантическом океане, рейс 20 в Тихом океане, рейс 27 в Индийском океане), а также обобщения литературного материала по изучению осадков первого и второго слоев океанов охарактеризованы процессы минералообразования океанического эпигенеза и выяснен характер его сопряжения с метаморфизмом океанического субстрата. Подчеркивается ретроградный характер океанического метаморфизма и минеральная специфика его зеленосланцевой и цеолитовой фаций.

**ПОСТАНОВКА ВОПРОСА**

Проблема стадий преобразования осадочных пород в метаморфические в последние два десятилетия привлекла внимание многочисленных исследователей как у нас, так и за рубежом. Огромный объем исследований по эпигенезу осадочных пород различных геоструктурных областей континентов показал геологическую масштабность этого явления и поставил его по значимости на одну ступень с региональным метаморфизмом. Сейчас уже не вызывает никаких сомнений не только у литологов, но и у петрологов-метаморфистов, что появлению собственной метаморфических фаций высоких  $P-T$ , предшествует длительная стадия регионального эпигенеза. Эта стадия как бы постепенно подготавливает неравновесные системы осадочных пород в условиях повышающихся  $P-T$  к последовательному появлению на соответствующих ступенях характерных новых устойчивых минеральных ассоциаций зон регионального эпигенеза — начального метаморфизма (Winkler, 1970, Добрецов и др., 1972, 1974).

Разработка учения о региональном эпигенезе, начатая впервые в СССР (Коссовская, Шутов, 1955, 1963, 1971, Логвиненко, 1957, 1968, Копелиович, 1958, 1965) и в Новой Зеландии (Coombs et al., 1959), в последующие годы привлекла внимание широкого круга исследователей как у нас в стране, так и за рубежом, главным образом в странах Западной Европы (Füchtbauer, 1961, 1974, Dunoyer, 1969, Fray, 1970, Kisch, 1974, Kübler, 1967) и Японии (Utada, 1970, Utada, Jijima, 1971 и др.).

Интерес к изучению регионального эпигенеза был связан не только с общими теоретическими проблемами выяснения «предыстории» метаморфизма (столь важной для расшифровки генезиса древних метаморфических комплексов континентов), но и с чисто практическими задачами изучения полезных ископаемых. Пожалуй, главные практические применения исследования эпигенеза нашли в нефтяной геологии как у

нас в стране, так в Японии и Западной Европе. Можно ожидать, что важный практический аспект будет иметь и исследование новой проблемы океанического эпигенеза в связи с генезисом рудоносных осадков и формированием нефтяных залежей.

Итогом проведенных исследований по эпигенезу континентов явилось заключение о постепенности смыкания фаций регионального эпигенеза с классическими фациями Харкера и Эскола.

Однако в течение последних лет сами представления о региональном метаморфизме существенно изменились и в них появились новые принципиальные аспекты. Одним из наиболее важных является расширение представлений о термобарических типах регионального метаморфизма, выявленных при изучении современных геосинклиналей — областей переходных от континентов к океанам. Учение о типах метаморфизма и связанных с ними минеральных сериях фаций метаморфизма прочно вошло в литературу последних лет и сыграло существенную роль не только в развитии представлений о природе метаморфизма, но и в формировании современных концепций глобальной геологии. Хотя впервые идея спаренных поясов метаморфизма островных дуг была выдвинута А. Миасиро (Miyashiro, 1961), широкое признание она получила после появления книги Г. Винклера (1969), а особенное внимание привлекла в 70-е годы в связи с бурным развитием идей, связанных с глобальной тектоникой плит (Добрецов и др., 1970; 1974; Miyashiro, 1972 и др.).

Очевидно, что установленные контрастные геологические и термодинамические обстановки должны проявляться не только в разном метаморфическом преобразовании пород, но и характеризоваться разными типами регионального эпигенеза, предшествующего метаморфизму и охватывающего менее глубокие изменения пород.

Петрологи-метаморфисты имеют дело обычно с уже «готовыми» системами. Весь предшествующий путь этого состояния ими, как правило, не рассматривается, он находится за пределами кинетической границы метаморфизма (Добрецов и др., 1970, 1972, 1974). Современные представления об изохимическом характере метаморфизма (Сидоренко, Лунева, 1972; Ферхуген и др., 1974; Добрецов и др., 1974) делают сейчас особенно значимым выяснение «предыстории» метаморфических пород. Еще до достижения кинетической границы, вслед за которой появляются индекс-минералы, обозначающие определенную фацию (или субфацию) регионального метаморфизма, породы проходят важный этап предметаморфического эпигенетического развития, в котором есть свои индекс-минералы. Однако, идентификация их осуществляется не на петрографическом (макро- и микроскопическом) уровне, а на более тонком, кристаллохимическом уровне изменений дисперсных слоистых силикатов и цеолитов, раскрывающем механизм динамики внутренних превращений, связанных с изменениями P/T-условий.

Авторами были недавно рассмотрены кристаллохимические особенности минералов, характеризующих разные стадии регионального эпигенеза, протекающего в различных геоструктурных обстановках областей с континентальной корой и корой переходного типа (Коссовская, Шутов, 1975, Коссовская, 1975<sub>2</sub>, Коссовская, Дриц, 1975).

Совершенно новой является проблема океанического эпигенеза осадочных пород первого слоя, пройденного многочисленными скважинами глубоководного бурения и его сопряжения с метаморфизмом океанического субстракта.

В настоящей статье сделана попытка обобщить все имеющиеся материалы как личных исследований авторов, так и литературные данные, касающиеся регионального эпигенеза в различных геологических обстановках континентов и океанов.

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ НА КОНТИНЕНТАХ (ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ ИЛИ КОРОЙ ПЕРЕХОДНОГО ТИПА)

В пределах континентальных блоков четко выделяются три типа регионального эпигенеза, которые продолжают определенными термобарическими сериями фаций регионального метаморфизма (рис. 1, 2).

Полнее всего изучен и пользуется наибольшим распространением региональный эпигенез первого типа, смыкающийся с метаморфизмом типа Барроу, свойственный мощным терригенным сериям, развитым на платформах, в миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных областях орогенных поясов континентов. В процессе эпигенетического преобразования очень четко проявляются два направления минераль-

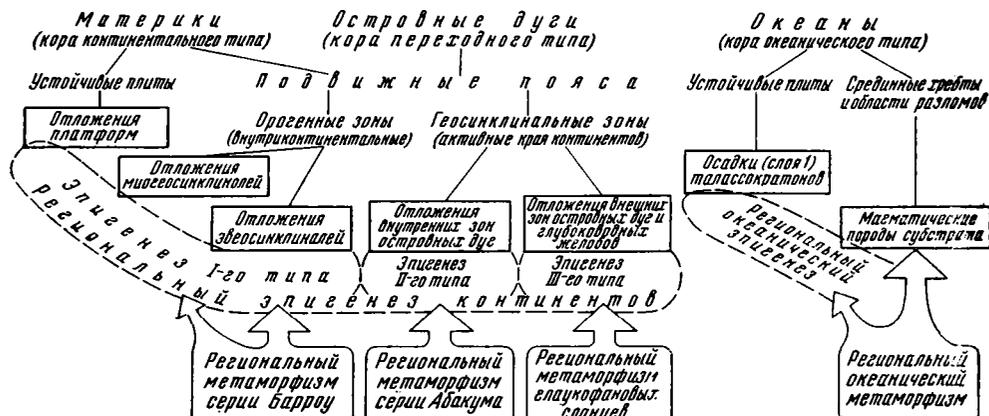


Рис. 1. Схема типов регионального эпигенеза и начального метаморфизма для различных тектонических обстановок материков и океанов.

ной переработки вещества, определяющиеся первичным составом кластогенных пород. Одна — приводящая к образованию метapelитов по терминологии, принятой в метаморфической петрологии, объединяет комплекс собственно осадочных пород и включает в себя три семейства терригенных образований (кварцево-каолинитовые породы, литокласты и кислые аркозы с поликомпонентными глинами) (Коссовская, Шутов, 1963, 1971). Вторая группа вулканогенно-осадочных пород, объединяющая семейства средних аркоз вулканогенных граувакк, ведет к образованию metabasитов. На характеристике стадий преобразований этих семейств мы не останавливаемся, они освещены в более ранних работах авторов (Коссовская, Шутов, 1963, 1971, Шутов, 1975) и вошли в общие руководства как по осадочной, так и метаморфической петрологии (Логвиненко, 1968, Добрецов и др. 1970, Füchtbauer, 1974).

Эпигенетические преобразования в осадочном чехле платформенных областей характеризуются присутствием только двух первых зон эпигенеза, возникновение которых определяется как глубиной погружения, так и длительностью воздействия вертикальной нагрузки.

В миогеосинклинальных областях процесс регионального эпигенеза приводит к постепенному стиранию специфики первичного петрографического состава полимиктовых пород. На уровне IV зоны эпигенеза (рис. 2) появляются хлорит-мусковит-стильпномелановая ассоциация фации зеленых сланцев, формирующаяся за счет постепенного преобразования собственно терригенных пород. Образование биотита в нижней зоне фации зеленых сланцев, сменяющегося ставролитом, появляющимся при погружениях свыше 20 км и знаменующим начало амфибо-

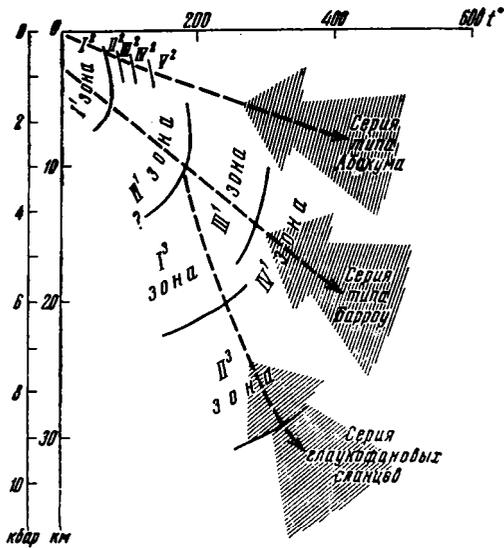


Рис. 2. Типы регионального эпигенеза и их сопряжение с соответствующими сериями метаморфизма. Условные обозначения: I<sup>1</sup>—VI<sup>1</sup>—1-ый тип регионального эпигенеза с нормальным геотермическим градиентом (10—20°/км). I<sup>1</sup>—зона, соответствующая фациям обломочного вещества унаследованного состава; II<sup>1</sup>—зона, соответствующая гидрослюдисто-хлоритовой и ломонтитовой фациям глубинного эпигенеза; III<sup>1</sup>—зона, соответствующая серицит-хлоритовой и пренит-пумпеллиитовой фациям раннего метagenеза; IV<sup>1</sup>—зона, соответствующая мусковит-эпидот-стильпномелановой фациям позднего метagenеза. I<sup>2</sup>—V<sup>2</sup>—2-й тип регионального эпигенеза с повышенным геотермическим градиентом (20—35°/км). I<sup>2</sup>—зона неизменного вулканического стекла и монтмориллонита; II<sup>2</sup>—зона гейландита (Na—Са-клиноптилолита), иногда с морденитом и анальцимом, а также монтмориллонитом и смешанно-слоистыми образованиями монтмориллонит-хлоритового состава; III<sup>2</sup>—зона ломонтиита с кор-

ренситом и подвижными хлоритами; VI<sup>2</sup>—зона пренит-пумпеллиитовая, в которой постепенно исчезает подвижный хлорит; V<sup>2</sup>—зона эпидота и хлорита. I<sup>3</sup>—III<sup>3</sup>—3-й тип регионального эпигенеза с пониженным геотермическим градиентом (10°/км). I<sup>3</sup>—зона лавсонит-альбитовая; II<sup>3</sup>—зона лавсонит-глаукофановая

литовой фации, фиксирует всю гамму постепенных переходов терригенных пород в метаморфические образования серии Барроу.

Классическим примером набора зон регионального эпигенеза терригенных пород с переходом в метаморфические образования, вплоть до появления биотитовой и ставролитовой зон, является Верхоянье, где эпигенетическая зональность была впервые установлена (Коссовская, Шутов, 1955), а недавно в породах самых нижних зон были обнаружены биотит и ставролит (Андрянов, 1973), и Донбасс (Логвиненко, 1956). В Верхоянском разрезе при появлении среди терригенных отложений специфических пород, относящихся к средним аркозам — вулканогенным грауваккам, в которых присутствовал свежий алюмосиликатный обломочный материал (Са—Na-плагноклазы, вулканическое стекло), эпигенез проявляется в минеральных ассоциациях metabазитового ряда. В частности, развивается цеолитовая фация, сменяющаяся пренит-хлоритовой, а на уровне зеленосланцевых изменений обычно в альбит-хлорит-мусковитовой ассоциации появляется эпидот.

В эвгеосинклинальных областях с широким распространением вулканогенно-осадочных отложений цеолитовая фация делается обязательным членом пород, испытавших начальную стадию изменения (рис. 2). При движении вниз по разрезу появляются ассоциации минералов, свойственных metabазитам, в которых помимо пренита и хлорита присутствует пумпеллиит, сменяющийся массовым развитием эпидота и актинолита (Coombs, 1954, Coombs et al., 1959, Crook, 1960, 1963; Chapel, 1968; Raam, 1968; Otalaga, 1964).

Таким образом, породы как зеленосланцевой, так и верхов амфиболитовой фации, отличающиеся по химизму и парагенезам минералов, несут в себе ясную информацию о первичном составе осадочных пород и геотектонических условий, в которых осуществлялось их преобразование в метаморфические комплексы.

Второй тип регионального эпигенеза полнее всего изучен в пределах современных структур островных дуг и активных окраин континентов с корой переходного типа от континентальной к океанической.

В областях с высокими значениями геотермического градиента, превышающими 20—30°/км, а иногда достигающими 40°/км, совокупная мощность всех зон эпигенеза вулканогенно-осадочных образований претерпевает значительные сокращения, и в соответствии с этим переход в зеленосланцевую фацию осуществляется на глубине всего в 2500—5000 м. Особенно подробно эпигенез этого типа формации зеленых сланцев описан в последние годы в Японии.

Зональность эпигенетических преобразований фиксируется по цеолитам и глинистым минералам. Хотя вариации петрографического состава исходных пород, представленных в основном андезитовыми и дацит-риолитовыми туфами, определяют некоторые отличия в индикаторных минералах зон эпигенеза, выделяемых в отдельных районах разными авторами (Utada, 1970; Iijima, Utada, 1971; Honda, 1971; Kizaki, 1971, и др.), обобщенная схема зональности проявляется исключительно четко и имеет следующий вид: 1) зона вулканического стекла и монтмориллонита; 2) зона гейландита и Na—Ca-клиноптилолита (иногда с морденитом), анальцимом, монтмориллонитом и смешанно-слоистыми минералами хлорит-монтмориллонитового состава; 3) зона ломонтита с корренситом и подвижными хлоритами; 4) зона пренит-пумпеллиита, в котором постепенно исчезают подвижные хлориты, и 5) зона эпидота и хлорита. Сопряжение цеолитовых зон с пренитовой и эпидотовой детально изучено и закартировано в пределах формации зеленых туфов в районе Канто (Kizaki, 1971), районе Яманаки префектуры Исигава (Kimbara, Sudo, 1973) и ряда других районов.

Чрезвычайно интересным и важным является то, что собственно в базальтах той же формации (район Акита и др.) установлена зональность распределения аутигенных минералов, по сути дела идентичная наблюдающейся в вулканогенно-осадочных комплексах андезитового и дацит-риолитового состава. Устанавливается четыре зоны: в верхней зоне присутствует неизменное вулканическое стекло, монтмориллонит и разнообразные цеолиты, главным из которых является гейландит; при движении вниз по разрезу появляется ломонтит и смешанно-слоистые минералы, далее ассоциация пренита и пумпеллиита; для пород нижней зоны характерно массовое проявление эпидота, кальцита, альбита и хлорита (Shimazo, 1971). Эта направленная зональность, связанная даже с небольшими погружениями в условиях высокого геотермического градиента, наглядно иллюстрирует стадийный характер процессов спилитизации, по-видимому, имеющими очень широкое распространение при преобразовании андезит-базальтовых пород островных дуг. Очевидно, наиболее правильное решение проблемы спилитов принадлежит Д. С. Коржинскому, относящему это явление к ранним стадиям метаморфизма, а точнее, по определению Н. Л. Добрецова и др. (1972), к региональному эпигенезу базальтов, осуществляющемуся в наземных обстановках. Таким образом, зональность преобразования пород вулканогенно-осадочных комплексов Японии может рассматриваться как своего рода модель стадийного и направленного формирования классических спилит-кератофировых формаций эвгеосинклинальных складчатых областей.

Бросается в глаза близость состава индикаторных минералов, характеризующих зоны областей с высоким геотермальным режимом, к ассоциациям индикаторных минералов зон нормального эпигенеза. Подобно последним они легко картируются в пределах неогеновых, палеогеновых, иногда меловых вулканогенно-осадочных комплексов Тихоокеанского побережья, отражая структуры и историю развития определенных геологических площадей, что уверенно подчеркивает региональный характер эпигенеза этого типа. Нижняя зона эпигенеза непосредственно смыкается с метаморфическими сериями типа Абакума, выделенными на Японских островах А. Миасиро (Miyashiro, 1961). Важно подчерк-

нуть, что в последовательности метаморфических зон фация амфиболитов, формирующаяся, как известно, при температуре около 700°, появляется на глубинах порядка 8 км. Высокие температуры при низких давлениях обусловили специфический характер сопряжения эпигенетически преобразованных пород в собственно метаморфические. Это своеобразно выражается особенно явно в минералогии фации зеленых сланцев, в которых отсутствует стильпномелан, а биотит появляется в самых верхних горизонтах, как бы подчеркивая этим промежуточный характер фаций Абакума между классическими фациями динамотермального метаморфизма и термального метаморфизма.

Третий тип регионального эпигенеза свойствен отложениям испытавшим преобразования в условиях высоких давлений (до 5—10 кбар) при относительно низких температурах. Он характерен для областей с крупной надвиговой тектоникой и смыкается с метаморфической серией глаукофановых сланцев. Этот тип эпигенеза изучен пока крайне мало. А. Миасиро (1961) впервые установил спаренность поясов высокотемпературного метаморфизма типа Абакума и низкотемпературного — глаукофанового типа Санбагава.

В течение последних лет было установлено, что пояса глаукофанового метаморфизма характерны для многих районов активных окраин Тихоокеанского кольца и являются частыми спутниками офиолитовых комплексов (Добрецов и др., 1970, Маракушев и др. 1971, Марков, 1970, 1973).

Как правило, в глаукофановых комплексах выделяются две минералогические зоны, отражающие последовательное нарастание степени преобразования пород: лавсонит-альбитовая зона и лавсонит-глаукофановая. Лавсонит-альбитовая зона обычно следует за ломонтитовой зоной, а в единичных случаях даже замещает ее, следуя непосредственно за гейландитовой ассоциацией (Mc Kee, 1962). Данному автору, а также Э. Бейли и др. (Bailey et al., 1964) удалось закартировать лавсонитовую и глаукофановую зоны, оконтуривающие крупные надвиговые пластины в области развития граувакк францисканской формации Калифорнии. В близких геологических ситуациях закартированы зоны развития палеозойских и мезозойских глаукофановых сланцев в пределах Западно-Корякской складчатой системы (Добрецов и др. 1974).

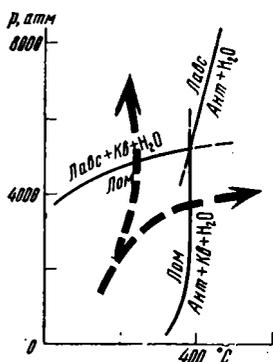


Рис. 3. Экспериментальные данные, иллюстрирующие дивергенцию цеолитовой фации; кривые равновесий реакции в системе  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}-\text{H}_2\text{O}$ . Ант — анортит, Кв — кварц, Лавс — лавсонит, Лом — ломонтит (по Э. Э. Сендерову и Н. И. Хитарову, 1970). Пунктирные стрелки — направления дивергенции.

Рядом исследователей лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы были закартированы в Пеннинских Альпах. В ассоциации с лавсонитом и глаукофаном были встречены специфические слюды парагонит и фенгит, образующиеся только в условиях повышенных давлений (Vocquet, 1971, Ernst, 1963). Интересные наблюдения были сделаны Кишем (Kisch, 1974), проследившим изменения органического вещества на разных стадиях эпигенеза и показавшим, что породы, принадлежащие к лавсонит-глаукофановой фации, ассоциируют с нормальными антрацитами, что позволяет рассматривать эту фацию в рамках регионального эпигенеза. Является очевидным, насколько актуально сейчас детальное изучение поведения цеолитовой фации в контрастных термобарических условиях регионального эпигенеза, предшествующего разным типам метаморфизма. Очень важным является «нащупывание» узла, вслед за которым происходит разделение, как бы дивергенция цеолитовой фации на две ветви. Ветвь высокотемпературного эпигенеза — метаморфизма, вопло-

щается в зонах пренита-пумпеллита и далее эпидота и актинолита фации зеленых сланцев. Ветвь метаморфизма низких температур и высоких давлений находит свое воплощение в формировании комплексов голубых глаукофановых сланцев. Существование такой дивергенции впервые было показано Кумбсом (Coombs, 1960) в триасовых грауваках Новой Зеландии. В последние годы она нашла экспериментальное подтверждение в особенностях поведения ломонтита в разных P—T-условиях (рис. 3).

Суммируя материалы по эпигенезу в областях с континентальной корой и корой переходного типа, приходим к заключению, что все три описанные типа регионального эпигенеза, тесно связанные и наследуемые определенными видами метаморфизма, характеризуются двумя важнейшими общими особенностями: 1) процессы минерального преобразования пород определяются в подавляющем большинстве случаев саморазвитием (автометасоматоз) их первичного исходного вещества, претерпевшего сложные минералогические превращения в различных термодинамических обстановках при изохимическом течении процессов; 2) все процессы эпигенеза и метаморфизма носят здесь прогрессивный характер и сопровождаются появлением новообразованных минералов с последовательно возрастающей плотностью и уменьшением содержания воды.

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ ЭПИГЕНЕЗ (ОБЛАСТИ С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА)

Проблема океанического эпигенеза возникла только в 70-ых годах в связи с массовым появлением материала скважин глубоководного бурения «Гломар Челленджер», многие из которых были пробурены на глубинах 5000—6000 м, прошли 1 слой осадочных пород третичного и мезозойского возраста мощностью около 1000 м и на десятки метров вскрыли магматические породы океанического дна. К настоящему времени появились первые работы, освещающие особенности эпигенетического преобразования океанических отложений, правда, относящиеся только к карбонатным и кремнистым породам.

Т. А. Дэвис и П. Р. Салко (Davies, Supko, 1973) установили, что в разрезах карбонатных пород ряда скважин до 200 м распространены неизмененные наннопланктонные осадки, в интервале 200—600 м присутствует писчий мел, а на глубинах свыше 600 м развиты мелоподобные, нередко, силифицированные известняки. Их результаты противоречат в известной степени данным по эпигенетическому изменению писчего мела на континентах, который остается не литифицированным при погружениях под толщей пород мощностью свыше 1000 м, и требуют дальнейшего уточнения (Neugebauer, 1973). Ряд авторов описывает термальные видоизменения и литификацию карбонатных илов в драгированных образцах на Срединно-Атлантическом хребте на контактах с базальтами. Во всех случаях подчеркивается относительно слабый термальный эффект при перекристаллизации кокколитовых илов (Garrison et al., 1973, Thompson et al., 1972). Объяснение этому дается различное. Одни авторы предполагают, что слабость контактного воздействия объясняется быстрым охлаждением базальтов, внедрившихся в толщу еще рыхлых осадков. Другие, на основании определений абсолютного возраста, считают, что кокколитовые осадки заполняли трещины уже охлажденных базальтов.

Столь же пока фрагментарны данные по эпигенетическим преобразованиям кремнистых отложений. Сделано наблюдение, что процессы силификации проходят различным образом в карбонатных и в кремнистых породах. В кремнистых конкрециях карбонатных пород отмечаются четыре последовательные стадии окремнения: заполнение пустот рако-

вин, → замещение основной массы, → силификация скелетных остатков, → полная силификация породы. Как на природных объектах, так и экспериментально, установлено, что в карбонатах при процессах силификации отсутствует промежуточная кристобалитовая стадия и опал непосредственно переходит в кварц. В слоистых кремнях в ряде случаев отчетливо наблюдается постепенность перехода: опал → кристобалит → кварц. Вопрос о рядах преобразования биогенного и вулканогенного кремнезема пока остается открытым (Greenwood, 1973; Weaver, Wise, 1973, 1974). Уивер и Вайс, например, склонны считать первично биогенными даже эоценовые кремни горизонта «А». Другими авторами получены достаточно веские доказательства вулканогенного происхождения основной массы материала, слагающего эти породы (Gibson, Towe, 1971, Коссовская, Муравьев, 1975).

Завершая этот краткий литературный обзор исследований эпигенетических преобразований океанических осадков, необходимо подчеркнуть следующее. Изучение эпигенеза на континентах и в океанах началось и пошло разным путем. В океанах привлекли внимание прежде всего биогенно-хемогенные осадки. Эпигенез алюмосиликатных кластогенных отложений практически еще совершенно не затронут исследованиями. В то же время на континентах теория эпигенеза и его смыкания с метаморфизмом была разработана почти исключительно на кластогенных песчано-глинистых породах. Глубоководное бурение показало, что среди пелагических пород песчаные образования (турбидиты) играют совершенно ничтожную роль. Таким образом, оказалось совершенно естественным, что решение проблемы постседиментационных преобразований океанических осадков связано прежде всего с выяснением особенностей формирования состава глинистого вещества как на ранних этапах осадкообразования, так и на стадиях его дальнейшего изменения. Это определяется также тем, что именно глинистые минералы, равно как и цеолиты, широко распространенные в океанических глинах, являются очень чувствительными индикаторами термодинамических и физико-химических условий окружающей среды.

Начнем рассмотрение океанического эпигенеза с характеристики начальной стадии формирования глинистого вещества пелагических осадков. Работами последних лет как по современному пелагическому глинообразованию (Муравьев, 1974; Хворова, и др., 1974), так и по глинистым образованиям мезозойско-кайнозойских отложений, вскрытых скважинами «Гломар Челленджер», получены важные данные, позволяющие предложить новую модель, регионального глинообразования пелагических осадков океанов (Коссовская, 1975<sub>1</sub>). Установлено, что пелагические глины имеют аутигенное происхождение. Основным слагающим их минералом является специфический железистый монтмориллонит, который можно назвать океаническим монтмориллонитом; характерной особенностью является своеобразная игольчатая форма и крайняя нестойкость минерала, который легко растворяется в кислотах. Иногда монтмориллонит содержит некоторую примесь слоев гидрослюда, образующих неупорядоченные смешанно-слоистые структуры с монтмориллонитом. Химический и минералогический состав пелагических глин оказался идентичным продуктам глубинного разложения базальтов (Коссовская и др., 1975).

Материалы Д. Х. Метьюза (1973), изучившего серию образцов океанических базальтов северо-западной части Атлантического океана, убедительно иллюстрируют, что базальты, испытавшие наиболее глубокое разложение, практически превращены в глиноподобные образования. Д. Х. Метьюз называет глиноподобные минералы хлорофетом или фиброхлоритами; судя по данным рентгеновского изучения, это типичные минералы группы монтмориллонита. В процессе последовательного разложения базальта увеличивается содержание  $Fe_2O_3$ , уменьшается

FeO, CaO, MgO и резко возрастает содержание K<sub>2</sub>O и воды. К близким выводам пришли в последние годы авторы, изучавшие керн скважин глубокого бурения в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах и сравнившие его с результатами изменения драгированных базальтов (Melson, 1973; Thompson, 1973). Изменения базальтов, полученные при драгировании, выражены сильнее, чем базальтов из керна скважин, однако тенденция увеличения содержания окисного железа, калия и воды и потери кальция и магния во всех случаях выступает достаточно отчетливо.

Очень интересные данные получены Хартом, обобщившим геофизические и петрографические материалы по базальтам, слагающим верхнюю часть слоя 2 (Hart, 1973). Им показано, что базальты, разложенные под действием морской воды, образуют «шапку», характеризующуюся пониженными пористостями прохождения сейсмических волн. Мощность этой шапки и степень разложенности базальтов нарастают при движении от центральной части Срединно-океанического хребта к его перифериям. Характер и направленность разложения базальтов совершенно идентичны материалам, приводимым всеми названными исследователями.

Проведенное авторами исследование химико-минералогического состава океанических глин разного возраста из разных литологических типов пород (современных глубоководных глин, силикатной части кремнистых осадков, серых и красных глин плиоцен-эоценового возраста), изученных по материалам скважин 8, 9, 12 рейса 2, показывают совпадение химического состава конечных продуктов разложения базальтов и глинистого вещества осадков (рис. 4). Состав глин как бы продолжает

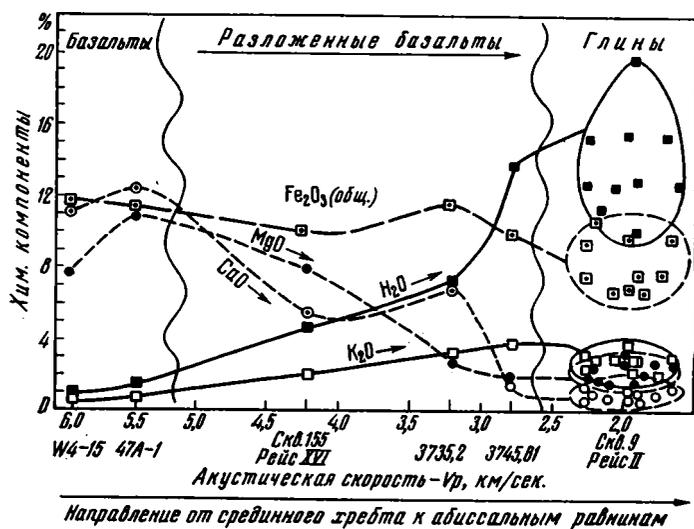


Рис. 4. Направленность химического разложения океанических базальтов (базальт→палагонит→глина), коррелирующая с изменением скорости прохождения сейсмических волн. По Харту (Hart, 1973) с дополнениями авторов.

и завершает процесс видоизменения базальтов под влиянием воздействия океанической воды. Очевиден вывод о том, что высокая химическая и минералогическая однородности глубоководных океанических глин, представленных главным образом ферримонтмориллонитами, является следствием их образования за счет разложения однородных океанических базальтов (Коссовская и др., 1975).

Изучение авторами мощных разрезов третичных и меловых отложений скважины 9 рейса 2 (мощностью около 800 м) и скважин 259, 261 рейса 27 позволило проследить особенности изменения глинистого веще-

ства в своеобразных условиях океанического эпигенеза. Сущность их заключается в появлении при движении сверху вниз по разрезу необычных форм раскristаллизации глинистого вещества, представленного в основном «океаническим» ферримонтмориллонитом. В образцах глин разреза скважины 9 мощностью 835 м, отличающихся большой литолого-минералогической однородностью, удается проследить под электронным микроскопом целую гамму преобразований глинистого вещества. На электронно-микроскопических снимках прослеживается ряд переходов от неправильных частиц, состоящих из тончайшего войлокоподобного материала, до великолепно окристаллизованных игольчатых и тонкоколентовидных образований, часто образующих своеобразные сростки типа метелок.

Тонкоигольчатая форма настолько необычна для минералов группы монтмориллонита, что одно только электронно-микроскопическое изучение могло бы создать представление, что основным минералом являются магнезиальные гидросиликаты, которым обычно свойственна такая форма. Однако специальное микродифракционное изучение, позволившее получить на загнутых краях многих чешуек базальный рефлекс  $d$  равный 12,6 Å, не оставило сомнений в монтмориллонитовой природе минерала и полностью совпало с данными рентгеноструктурного анализа различных фракций изученных глин. Следует отметить, что морфология частиц заметно меняется при движении вниз по разрезу и в нижних горизонтах (эоцен — мел) скв. 9 и 259 иголки приобретают более четко ограниченную форму. Это не является следствием гидрослюдизации монтмориллонита, как можно было ожидать по аналогии с поведением монтмориллонита в разрезах толщ континентов, содержание воды и  $K_2O$  практически остается постоянным как в валовом составе глин, так и в фракции меньше 0,001 мм.

Весьма интересным фактом является повсеместное зональное распространение цеолитов в осадках первого слоя. Четко намечаются две вертикальные зоны распространения цеолитов.

Верхняя зона, охватывающая отложения от современных до миоцена, отличается присутствием филиппсита ( $K-Na$  — цеолита), нижняя, от эоцена до мела — клиноптилолита (преимущественно  $Ca-Na-K$  — цеолита). Филиппсит характеризуется низким отношением  $SiO_2/Al_2O_3 = 2-3$ , что как бы подчеркивает его родство с измененной палагонитизированной гиалокластикой базальтового состава. В клиноптилолитах отношение  $SiO_2/Al_2O_3$  всегда больше 6—7, до 10. Увеличение роли  $SiO_2$  может, вероятно, быть связанным с интенсивным поступлением его в баланс аутигенного минералообразования за счет растворения различных твердых фаз кремнезема как биогенного, так и неорганического происхождения. Причины зонального распределения цеолитов в осадках первого слоя требуют дальнейших исследований. Не исключено, что это является не только следствием эпигенетических изменений, но и разного первичного состава цеолитов в эоценово — меловых и миоцен — современных осадках. Образование более «щелочного» филиппсита может быть следствием увеличения роли щелочного вулканизма в послееоценовое время (Коссовская, 1975).

Полученные материалы позволяют впервые наметить особенности минералообразования при океаническом эпигенезе.

В условиях высокого давления столба океанических вод не происходит быстрого отжимания поровых вод и соответствующего уплотнения глинистых осадков, как это имеет место в мелководных эпиконтинентальных бассейнах. В этих условиях ферримонтмориллонитовые минералы легко раскristаллизовываются, приобретая игольчато-пластинчатые формы, совершенно не свойственные никаким минералам глин и аргиллитов континентов. Подобные формы имеют иногда гидрослюдистые минералы в поровых участках песчаников, в разрезах, изученных

на континентах, где существовало пространство, благоприятное для свободного роста кристаллов. В океанических глинах зарождение кристаллитов осуществляется в условиях высокой диффузионной проницаемости осадков и реализуется в формировании специфического тиксотропного каркаса, благоприятствующего дальнейшему разрастанию игольчатых индивидуумов ферримонтмориллонита. Образование тиксотропного каркаса глинистых осадков определяет очень медленное их уплотнение (за счет увеличения размера кристаллитов и появления вместо игольчатых удлиненно-пластинчатых форм) и сохранение высокой пористости длительное время и на значительных глубинах. На глубинах от первых десятков и до 150—200 м пористость глинистых осадков уменьшается от 90 до 45—50%. В дальнейшем пористость меняется очень мало и составляет 43—40% на глубине около 800 м (скв. 9, рейс 2). Массовое проявление «игольчатой раскристаллизации» глинистого вещества наблюдается обычно также ниже 200 м.

Принципиально другой характер имеет изменение пористости в глинистых осадках третичного и мезозойского возраста на континентах. В. Энгельгардтом (Von Engelhardt, 1961) было проведено специальное исследование изменения пористости в глинистых не дислоцированных отложениях различного возраста и выведено уравнение зависимости уменьшения пористости от глубины погружения. По его данным, на глубине около 800 м пористость третичных и мезозойских глин никогда не превышает 20—25%. Очевидно, насколько резко отличаются значения изменения пористости одновозрастных отложений континентов и океанов. Таким образом, длительное сохранение высокой пористости и сопряженная с этим специфическая раскристаллизация ферримонтмориллонитов является одной из характернейших черт эпигенеза глинистых океанических отложений 1-го слоя. Эта особенность океанического эпигенеза может оказаться очень значимой для некоторых практических аспектов геологии океанов, связанных с распределением полезных ископаемых. Так например, высокая пористость и связанная с ней проницаемость глинистых отложений может играть важную роль в формировании железо-марганцевых конкреций. Не исключена возможность, что современные поля распространения марганцевых конкреций в Тихом и Индийском океанах связаны с легкостью проникновения железо-марганцевых эксгалляций через пористую среду глин и осаждением на поверхности осадков при соприкосновении горячих растворов с морской водой.

Ж. Кеннетом и Р. Таннелом (J. Kennett, R. Thunell, 1975) на основании изучения распределения прослоев пирокластики в 320 скважинах «Гломар Челленджер» отмечается глобальное резкое возрастание вулканизма в последние два миллиона лет. Очевидно, что активизация процессов вулканизма должна была сопровождаться и интенсификацией гидротермальной деятельности, а в частности поступлением железо-марганцевых терм, легко проходящих через высокопористые «прозрачные» толщи глинистых осадков и фиксирующихся в виде Fe-Mn конкреций на поверхности осадочного слоя.

Высокая пористость глин, характерная для океанического эпигенеза, может иметь значение для решения некоторых вопросов нефтяной геологии океанов. До определенных глубин толщи глинистых осадков не смогут приобрести качеств покрывок, необходимых для любых процессов концентрации углеводородов. Только в областях относительного мелководья на шельфах, где происходит как бы переход от океанического эпигенеза к материковому, глинистые осадки будут претерпевать нормальный ход литификации в результате постепенного отжимания поровой воды и приобретает обычные качества глинистых пород, способных задерживать крупные молекулы углеводородов. Расчет оптимальных глубин, на которых глинистые породы начнут литифицироваться при данном минералогическом составе, — дело будущего.

В заключение следует попытаться рассмотреть вопрос о характере сопряжения осадочных отложений первого слоя с измененными метаморфизованными породами магматического субстрата, иными словами, рассмотреть характер сопряжения океанического эпигенеза и океанического метаморфизма. Конечно, необходимые материалы для изучения этих явлений появятся только после получения кернов скважин, прошедших 2-й слой, однако некоторые предварительные данные имеются уже сейчас.

Драгирование, проведенное в различных районах Срединно-Атлантического и Индийского хребтов, главным образом в пределах зон трансформных разломов, показало широкое распространение метаморфизованных пород. Среди образцов измененных базальтов, долеритов и габбро рядом исследователей были выделены породы, принадлежащие к цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма (Аументо и др., 1973; Канн, 1973; Миасиро и др., 1973). Для совокупности процессов метаморфического преобразования пород океанического субстрата Миасиро предложил термин «метаморфизм океанического дна». По существующим представлениям, метаморфизм осуществляется под океаническими хребтами, на небольшой глубине, в условиях высоких температур — до 500° (в соответствии с высокими значениями теплового потока под хребтами) и небольших давлений, около 1—4 кбар. В результате спрединга, участки новообразованной океанической коры, состоящие из метаморфизованных магматических пород, постепенно удаляются от осевой части хребта, покрываются осадками и составляют, таким образом, 2-й и 3-й слои океанического субстрата.

Имеющиеся сведения по метаморфизму океанических пород очень скудны и отрывочны и в наибольшей степени относятся к низшей, цеолитовой фации метаморфизма. Однако даже эти материалы убедительно свидетельствуют о том, что цеолитовую фацию океанического дна совершенно неправильно отождествлять с цеолитовой фацией регионального эпигенеза — метаморфизма островных дуг и континентов. Ни минералогические ассоциации цеолитов, ни геологическая обстановка и факторы цеолитообразования не допускают такого сопоставления. Хотя вопросы типизации цеолитовых фаций недавно были подробно рассмотрены в работе А. Г. Коссовской (1975), мы коротко остановимся на этой проблеме и в данной статье ввиду важности установления особенностей цеолитообразования для понимания специфики океанического и континентального метаморфизма.

В пределах активных окраин континентов достаточно четко выделяются два типа процессов, ведущих к массовому формированию цеолитов: 1) региональное цеолитообразование, связанное с постепенным погружением вулканогенно-осадочных пород в более глубокие зоны земной коры, рассмотренное выше; 2) наложенное гидротермальное цеолитообразование локального характера, обычно наиболее ярко проявляющееся в областях современных геотермальных систем.

Для цеолитовой фации регионального эпигенеза — метаморфизма типичны: значительные мощности, четкая зональность, выражающаяся в появлении при движении сверху вниз по разрезу все менее гидратированных и более «плотных» цеолитов, присутствие в определенных зонах только одного ведущего цеолита при необязательной и незначительной примеси еще одного, максимум двух цеолитов, абсолютное преобладание Са-цеолитов, в частности ломонтита. Последнее дало основание Винклеру (1969) проводить верхнюю границу цеолитовой фации по массовому развитию именно этого цеолита, выделяя данный тип метаморфизма под наименованием «метаморфизма погружения». Хотя термин «метаморфизм погружения» нельзя признать удачным, ибо погружения являются неперенным условием не только метаморфизма, но и регионального эпигенеза, даже на его ранних этапах, однако в данном случае этот термин хорошо подчеркивает принципиальные отличия цеолитовой

фации регионального эпигенеза — метаморфизма с протяженностью зон в сотни километров от локальной наложенной цеолитовой минерализации, характерной для геотермальных систем.

Цеолитовые ассоциации гидротермального метаморфизма отличаются многообразием и пестротой состава, отсутствием региональной зональности, ограниченным ареалом распространения. Важно отметить, что в цеолитовых ассоциациях гидротермального типа также абсолютно доминируют Са-цеолиты и одним из распространеннейших цеолитов является ломонтит, что находится, очевидно, в соответствии с составом «пород-хозяев» в пределах островных дуг, принадлежащих к известково-щелочному ряду.

Цеолитовая фация океанов в какой-то мере напоминает цеолитовую ассоциацию геотермальных систем, но отнюдь не цеолитовую фацию регионального эпигенеза — метаморфизма в ее классическом понимании. С первой ее объединяет то, что в обоих случаях процессы цеолитизации носят наложенный характер, связанный с поступлением растворов по разломным зонам. Ассоциации цеолитов океанического метаморфизма отличаются также большим разнообразием и пестротой состава, отражающим нестабильный, неравновесный характер системы. Этим, пожалуй, и ограничивается сходство упомянутых цеолитовых ассоциаций.

В отличие от локальных проявлений цеолитообразования в геотермальных системах островных дуг цеолитовая фация океанического субстрата присутствует в океанической коре, по-видимому, повсеместно, составляя верхнюю часть 2-го слоя. В составе цеолитов преобладают Na-разности. Основным ведущим цеолитом является анальцим, затем следуют натролит, мезолит, сколецит, томсонит, шабазит, стильбит, ломонтит, гейландит. Последовательность образования цеолитов и характер их распространения пока не изучены, это одна из важнейших задач будущего исследования океанического метаморфизма.

Цеолитообразование в океанических магматических породах происходит близко к поверхности дна океана, нередко в основании одного лавового потока и осуществляется при сложном взаимодействии: глубинные флюиды (?) → порода ⇌ морская вода. Очень интересен и принципиален вопрос об источнике Na. Большинство исследователей склонно приписывать привнос Na глубинным флюидам. По нашему мнению, доминирующее значение здесь могла иметь нагретая морская вода, просачивающаяся через тектонически раздробленные породы и вступающая во взаимодействие с ними. Чрезвычайно большой интерес приобретает сейчас сравнительное изучение анальцимовых пород океанического субстрата и различных анальцимовых габброидов типа тешенитов Грузии, Ловозерского массива, долеритов трапповой формации Сибирской платформы и др.

Таким образом, для цеолитовой фации регионального эпигенеза метаморфизма можно выделить: Са-ломонтитовый тип островных дуг и Na-анальцимово-полифазный тип океанического дна.

О зеленосланцевой фации океанического метаморфизма сведений еще меньше, чем о цеолитовой. Однако материалы, которые приводят Миасиро и др. (1973), Канн (1973) и другие исследователи, говорят о существенных отличиях зеленосланцевой фации океанов и орогенных поясов. Существенные различия проявляются как в текстурных особенностях — полное отсутствие сланцеватости в океанических породах, так и в их минеральном составе, в частности широком развитии минералов групп монтмориллонита (смектитов). Эти минералы исключены для пород нормального зеленосланцевого метаморфизма континентов. Еще на уровне нижних зон глубинного эпигенеза смектиты исчезают, преобразуясь в хлориты и слюдястые минералы. Весьма интересным фактом является устойчивость Са-плагиоклазов, также крайне нестойких мине-

ралов регионального эпигенеза — раннего метаморфизма на континентах. Очень редко встречается эпидот, не встречен пумпеллиит, зато иногда Са-плагиоклазы замещаются мусковитом, наблюдается присутствие новообразованного кварца.

Исключительная редкость спилитов среди океанических пород, отсутствие характернейшего процесса альбитизации Са-плагиоклазов, сопровождающегося появлением пренита, пумпеллиита и эпидота, достаточно выразительно подчеркивают резкую специфику океанического зеленосланцевого метаморфизма, при котором отсутствуют процессы спилитизации, столь характерные для диафторитовых (ретроградных) преобразований базальтов орогенных поясов.

Таким образом, океанический метаморфизм является региональным ретроградным процессом, выражающимся в разуплотнении вещества с появлением новообразованных минералов (глинистых минералов, цеолитов) с более «пышными», некомпактными структурами, в состав которых входит много воды, катионов Na и K, способных к обмену при процессах взаимодействия горячий флюид → порода ← морская вода. При изучении океанического метаморфизма предстоит еще очень многое сделать, чтобы понять и найти особенности и границы, воплощающиеся в определенных минеральных индикаторах, — процессов подводного выветривания (гальмиролиза), локального воздействия термальных растворов и регионального ретроградного метаморфизма, проходящего под океаническими хребтами.

Заканчивая описание океанического эпигенеза — метаморфизма, следует еще раз подчеркнуть главную особенность их «сопряжения», выражающуюся в том, что силикатные осадки первого слоя — глины и цеолиты — являются по существу не чем иным, как продуктами массового подводного выветривания (гальмиролиза) базальтов и представляют как бы крайний член регионального процесса ретроградного преобразования океанических магматических пород, через подводный метаморфизм к собственно осадочным образованиям. Направленность эпигенетического преобразования осадков при движении сверху вниз, хотя и воплощается в рядах преобразования некоторых минералов (например, опал → кристобалит → кварц), но проявляется в целом крайне слабо. Гораздо сильнее проявляется преобладание вещества ретроградной линии преобразования: магматические породы → регионально-метаморфизованные породы субстрата → разложенные базальты → осадки первого слоя. Эта направленность дополняется большим или меньшим (региональным) поступлением эксгалационного материала (Fe, Mn и др.), достигающего максимума в быстро раздвигающихся океанических хребтах, но, по-видимому, осуществляющегося повсеместно в связи с высокой проницаемостью тонкой океанической коры.

Резюмируя вышеизложенное, можно констатировать, что направленность и характер сопряжения эпигенеза и метаморфизма на континентах и в океанах резко различны. На континентах доминируют процессы уплотнения пород, выражающиеся в прогрессивном характере регионального эпигенеза и продолжающего его метаморфизма, протекающего при изохимическом преобразовании вещества.

Для океанического дна типичен ретроградный тип преобразований вновь создающейся океанической коры, начиная от метаморфизма под океаническими хребтами до гальмиролиза. В своей наиболее завершенной форме этот процесс как бы воплощается в формировании осадочного слоя — пелагических глин с цеолитами.

Очень важно появление новых признаков в составе пород осадочного слоя: это стабильное накопление  $K_2O$ , адсорбирующегося из морской воды как глинистыми минералами (ферримонтмориллонитом), так и цеолитами. Часто это сопровождается также увеличением содержания кремнезема как биогенного, так и неорганического происхождения.

Таким образом, процессы глинизации и цеолитизации являются по существу первым шагом в приспособлении материала океанической коры к условиям осадкообразования и последующему накоплению качеств пород континентальной коры.

### Литература

- Андреанов Н. Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклиории.— ДАН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Андреанов Н. Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород западной части Южно-Верхоянского синклиория.— Новости геол. Якутии, вып. 3, 1973.
- Аументо Ф., Ланкаревич Б. Л., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М., «Мир», 1973.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
- Канн Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ним связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 21, М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных отложений.— Литология и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия минералов в решении проблем литологии.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 203, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах.— ДАН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, выл. 221, М., «Наука», 1971.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Ломова О. С., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Минералогия мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литология и полезные ископ., 1975, № 6.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в развитии островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дис., ГИН АН СССР, М., 1973.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Миасиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Мэтьюс Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

- Муравьев В. И.* О глинообразовании в океанических осадках в юго-западной части Тихого океана.— Литология и полезн. ископ., 1973, № 5.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И., Цеолины, их синтез и условия образования в природе.* М., «Наука», 1970.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И.* О фациях регионального метаморфизма и исходном составе пород.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У.* Земля. Введение в общую геологию., ч. II, М., «Мир», 1974.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования.— Литология и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Kisch H. I.* Antracite and meta-antracite coal ranks associated with «anchimetamorphism» and «very-low-stage» metamorphism.— Koninkl. Nederl. Acad. van Wetenschappen — Amsterdam. Proc. Ser. B, 1974, 77, No. 2.
- Kizaki L.* Zeolite from the Northern Kanto District. Abstr. U. S.—Japan Seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites», 1971.
- Kübler B.,* Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite., Bull. Centre Rech. Pau — S. N. P. A. 1968, v. 2, N 2.
- Mc Kee E. B.* Wide spread occurrence of jadeite, lawsonite and glaucophane in central California.— Amer. J. Sci., 1963, v. 260.
- Melson W. G.* Basaltic glasses from the Deep Sea Drilling Project: chemical characteristics, compositions of alteration products, and fission track «ages».— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No.
- Miyashiro A.* Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272.
- Neugebauer J.* The diagenetic problem of chalk, News, Geol. und Paleontol. Abh., 1973, v. 143, N 2.
- Otalara G.* Zeolites and related minerals in Cretaceous Rocks of east — Central Puerto Rico.— Amer. J. Sci., 1964, v. 262.
- Raam A.* Petrology and diagenesis of Broughton Sandstone (Permian) Kiama district, New South Wales.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, N 2.
- Thompson G., Bowen V. T., Melson W. G.* Lithified carbonate sediments from the deep-sea of equatorial Atlantic., J. Sed. Petrol., 1968, 38.
- Ernst W. G.* Petrogenesis of glaucophane schists.— J. Petrol., 1963, 4, 1.
- Frey M.* The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis.— Sedimentology 1970, v. 15, N 2.
- Füchtbauer H.* Sediments and sedimentary rocks.— «Sedimentary Petrology. Part II, 1974.— Halsted Press Division. New-York — Toronto Sydney.
- Garrison R., Hein Y., Anderson T.* Lithified carbonate sediments and zeolitic tuff in basalts.— Mid-Atlantic Ridge., Sedimentology, 1973, v. 20, N 3.
- Gibson T. G., Towe K. M.* Eocene volcanism and the origin of horizon A.,— Science, 1971, v. 172, N 3971.
- Greenwood R.* Cristobalite: its relation to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project.— J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, No. 3.
- Hart Roder A. A.* Model for chemical exchange in the Basalt-Sea — water System of Oceanic Layer II.— Canad. J. Earth Sci., 1973, v. 10, No. 6.
- Honda S.* Some finding on zeolite deposits in Tohoku. Japan. Abstrs. U. S.—Japan Seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites», 1971.
- Iijima A., Utada M.* Mineralogical study of sedimentary rocks from Japan. Abstrs. U. S.—Japan Seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites», 1971.
- Kennett J. R., Thunell R. C.* Global increase in Quaternary explosive volcanism.,— Science, 1975, v. 187, N 4176.
- Kimbara K., Sudo T.* Chlorite clay minerals in tuffaceous sandstones of the Miocene Green Tuff Formation Yamata district, Ishikama Prefecture.— Japan J. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1973, v. 68, No. 8.
- Thompson G.* A geochemical study of the low-temperature interaction of seawater in oceanic igneous rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No. 11.
- Utada M.* Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan.— Sci. Papers Univ. Tokyo, 1970, v. 20, p. 191—262.
- Shimazu M.* On authigenic minerals in the spilitic basalts in the inner belts of Northeastern Japan.— Min. Soc. Japan. Spec. Pap. I, 1971, 134—139.
- Von Engelhardt W.* Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. Geol. Rundschau, 1961, v. 51, p. 457—477.
- Weaver F. M., Wise Sh. W. Jr.* Early diagenesis of a deep-sea bedded chert, Antarch I. U. S., 1973, v. 8, No. 5.
- Weaver F. M., Wise Sh. W. Jr.* Opaline sediments of the southeastern coastal plain and horizon A: biogenic origin., Science, 1974, v. 184, N 4139.
- Winkler H. G. F.,* Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and classification based on isograds in common rocks., N. Jb. Mineral. Mh. 1970, 5.

УДК 551.252

Н. Б. ЛЕБЕДЕВА

**РОЛЬ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД  
В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИВАЖА**

Статья посвящена изучению условий образования кливажа. Сопоставление микроструктуры кливажированных толщ и особенностей морфологии природного кливажа с результатами моделирования процесса его образования позволило установить, что существенную роль в этом процессе играет неоднородность строения и состава горных пород. При этом прежде всего имеется в виду разная пластичность минеральных зерен, а также наличие в породах подвижных жидких и газовых включений. Обосновывается предположение о единстве процесса образования главного и веерообразного кливажа.

Проблеме кливажа — его морфологии, разновидностям, условиям и механизму образования — посвящены многочисленные работы, однако ни по одному из этих вопросов не существует единых представлений. Наиболее полные обзоры исследований и сопоставление имеющихся по этой проблеме взглядов даны в работах И. В. Кирилловой, Э. Клооса, А. Е. Михайлова, М. А. Гончарова, Я. Н. Белевцева и Г. В. Тохтуева, Г. Д. Ажгирея. Из обзоров следует, что неясность, а иногда и противоречия существуют даже в определении понятия «кливаж» и его классификации.

Однако основные морфологические особенности кливажа и связи его с более крупными структурами устанавливаются более или менее однозначно. Кливаж представляет собой явление разделения деформированных горных пород системой субпараллельных ослабленных поверхностей (поверхностей кливажа) на тонкие, измеряемые долями миллиметра и сантиметрами пластины — линзы (пластины кливажа). Кливаж обычно сопровождается и осложняет складчатость общего смятия, т. е. складчатость, возникшую в результате продольного изгиба слоев. Наиболее резко кливаж развит в глинистых породах, где он образует систему частых, ровных, практически параллельных поверхностей, обычно параллельных также осевым поверхностям складок, т. е. нормальных к главной короткой оси деформации и параллельных ее длинной оси. Такой кливаж выделяется как главный кливаж или кливаж, параллельный осевой плоскости, и обычно относится к типу кливажа течения. В твердых породах с крупнозернистой структурой и плотной текстурой кливаж развит слабее и выражен более редкими и грубыми поверхностями, образующими веер, сходящийся под антиклиналями. Этот кливаж обычно называют обратным веерообразным кливажом и относят к типу кливажа раскола.

Вопрос о взаимоотношении кливажа раскола с осями деформации и с главным кливажом уже значительно менее ясен, и разные исследователи трактуют его по-разному. Кроме того, морфологические особенности кливажа не ограничены упомянутыми основными разновидностями. Разнообразие форм кливажа, выражающееся в различном положении его поверхностей по отношению к более крупным структурам, в морфологии этих поверхностей, в деформациях, возникающих в горных породах, наталкивало на мысль о возможном разнообразии условий и

механизмов образования кливажа. Между тем очень широкое развитие кливажа в деформированных толщах, преимущественно смятых в складки общего смятия, приуроченность его к разнообразным горным породам, но с явным преимуществом глинистых пород как будто говорит о том, что условия образования кливажа должны иметь простую прямую связь со строением и составом пород и с условиями их деформации.

Ниже изложены результаты попытки рассмотреть роль состава и структуры горных пород при деформации слоистой толщи в условиях продольного сжатия. В основу исследования положены данные о строении двух морфологических разновидностей кливажа — главного и веерообразного, т. е. образующего веер, сходящийся под антиклиналями. Для рассмотрения взяты именно эти разновидности, так как они наиболее распространены в природе и, вероятно, должны запечатлеть в своем строении наиболее общие закономерности механизма деформации толщ, отражающие как процесс складкообразования, так и генетически связанный с ним процесс образования кливажа.

Наиболее общие макроскопические черты указанных разновидностей кливажа описаны в многочисленных работах. Коротко они сводятся к следующим.

1. Кливаж развивается в деформированных толщах и наиболее типичен для слоев, образующих складчатость общего смятия.

2. Горные породы кливажированных толщ находятся на стадии катагенеза или на начальной стадии метаморфизма, характеризующихся уплотнением тектуры, растворением и переносом вещества, перекристаллизацией минеральных компонентов.

3. Положение поверхностей кливажа относительно более крупных структур бывает различно, и этот признак лежит в основе морфологической классификации кливажа. Наиболее широко развит кливаж, параллельный осевым поверхностям складок, — главный кливаж. Он обычно характерен для глинистых пород, причем преимущественно для монтмориллонитовых глин, и выражен густой системой (первые миллиметры) поверхностей кливажа. В жестких прослоях главный кливаж заменяется веерообразным, который выражен системой грубых, относительно редких (миллиметры и первые сантиметры) трещин, образующих веер, сходящийся под антиклиналями. Трещины веерообразного кливажа и трещины отрыва, развивающиеся на крыльях складок, по положению совпадают и практически неразличимы.

4. В толщах переслаивания пластичных и жестких пород на границах слоев происходит преломление кливажа в соответствии с закономерностями расположения его в соответствующих породах.

5. В сильно сжатых толщах кливаж, параллельный осевым поверхностям складок, образует сквозные секущие поверхности, разделяющие всю толщу без преломления на границах слоев.

6. В кливажированных толщах слои обычно имеют зазубренные контакты, что свидетельствует об относительном смещении пластин по поверхностям кливажа в направлении максимальной оси деформации.

Перечисленные черты связывают кливаж с деформацией всей слоистой толщи в целом, происходящей в условиях горизонтального, параллельного слоям сжатия. Особенности строения кливажа, устанавливаемые микроскопически, указывают его связи с деформациями, происходящими внутри слоя, в частности с деформациями отдельных зерен пород. Основные черты микроструктуры кливажа следующие.

1. Поверхности кливажа пологоволнисты и прерывисты. Характер их изменяется в зависимости от степени совершенства кливажа. В слабокливажированных породах поверхности выражены короткими (доли миллиметра) волнистыми, субпараллельными разрозненными отрезками. Постепенно сливаясь, они образуют в сильнокливажированных породах

систему почти параллельных, слабоволнистых, а в тонкокливажированных глинистых породах и ровных поверхностей, пронизывающих слои.

2. Поверхности кливажа развиваются по тонкозернистым участкам пород. Частота их изменяется в зависимости от механического состава последних. Наиболее частые поверхности присущи глинистым породам, в которых толщина пластин составляет сотые доли миллиметра. В более крупно- и разнородных песчано-глинистых породах поверхности кливажа более редкие — расстояния между ними определяются размерами крупных зерен. Развиваясь по мелкозернистой части пород, поверхности обходят стоящие на их пути крупные твердые зерна. Иногда они возникают на контакте крупных зерен и глинистого цемента и распространяются далее в цемент, где либо затухают, либо сливаются с такими же, идущими от соседних зерен. Поверхности кливажа глинистых пород, приближаясь к жестким нарушенным трещинами прослоям, собираются в пучки и, изменяя направление, как бы впрыскиваются в трещины.

3. Пластины кливажа, видимые невооруженным глазом и устанавливаемые под микроскопом, различаются не только толщиной, но и величиной относительного смещения. Смещения концентрируются на более редких поверхностях и рассеиваются по микроповерхностям. Смещение по каждой поверхности тем меньше, чем больше этих поверхностей приходится в поперечном сечении на соответствующий отрезок длины.

4. Вдоль поверхностей кливажа развита ориентированная текстура, выраженная расположением листоватых минералов (глинистых, слюд, хлорита и др.). В соответствии с изгибами поверхностей ориентированные вдоль них минералы как бы обтекают крупные зерна. Ориентированную текстуру подчеркивают также крупные зерна, на торцах которых нарастают «бородки» новообразованных зерен, возникших при перекристаллизации породы. Ориентировка минералов всегда наблюдается вдоль поверхностей главного кливажа и либо отсутствует, либо слабо выражена при веерообразном кливаже.

5. Поверхности кливажа часто окрашены налетами окислов железа или органическими веществами, выделившимися, вероятно, из растворов, проникавших вдоль этих поверхностей.

6. В микрослоистых толщах, содержащих редкие жесткие прослои, поверхности кливажа представляют собой зоны растянутых смыкающих крыльев микрофлексур, разделяющих пластины, в которых слои залегают спокойно в соответствии с общим залеганием слоев в более крупной структуре. Приближаясь к жестким прослоям, поверхности кливажа сливаются, смещения вдоль них увеличиваются, и в жестких прослоях они замещаются резкими, выраженными макроскопически флексурами с сильно растянутыми смыкающими крыльями, часто осложненными разрывами (Лебедева, 1972).

Перечисленные особенности микроструктуры кливажа устанавливают его тесную связь с неоднородным строением горных пород. Следует учитывать не только неоднородности механического состава, о которых главным образом говорилось выше, но и неоднородности свойств минералов, слагающих мелкозернистую часть пород и крупные обломки. Мелкозернистые (глинистые) породы и цемент песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород сложены преимущественно пластичными листоватыми глинистыми минералами и минералами типа слюд. Более крупные зерна, имеющие неправильную изометричную форму, обычно представлены твердыми минералами, чаще всего кварцем. Следовательно, текстура, ориентированная по кливажу, возникает путем перекристаллизации глинистых минералов малой вязкости. Кроме того, поверхности кливажа проходят по пластичной части породы, обходя твердые зерна, и совпадают по ориентировке с пластичными зернами. Эти факты позволяют предположить активную роль минералов малой вязкости при образовании кливажа.

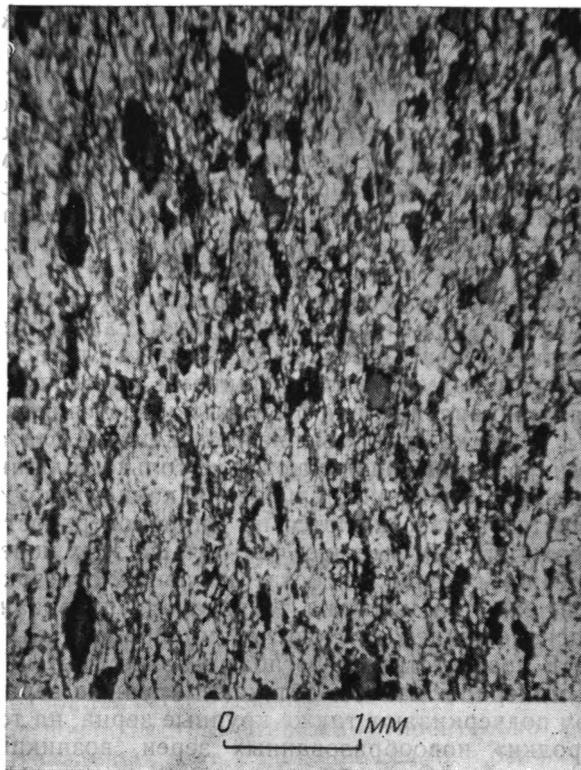


Рис. 1. Слабокливажированный алевролит. Короткие субпараллельные зачаточные поверхности кливажа окрашены окислами железа в темно-бурый цвет

Роль неоднородности свойств породообразующих, минералов и роль маловязких включений должна особенно выявиться при деформации пород, содержащих наряду с твердой фазой и жидкую, т. е. различно связанную воду, подвижные битумы и газы.

На примере песчано-глинистых пород южного крыла Сванетского антиклинория удалось проследить изменение характера распределения окислов железа в различной степени кливажированных породах. В породах, лишенных кливажа, скопления железистых минералов рассеяны более или менее равномерно в виде мелких сгущений неправильной, часто изометричной формы. При слабо выраженном кливаже включения, окрашенные окислами железа, имеют вид коротких червеобразных субпараллельных тел, ориентированных параллельно главной максимальной оси деформации. В более кливажированных породах такие изогнутые тела вытягиваются (рис. 1), и, наконец, при совершенном кливаже на его ровных поверхностях, равномерно пронизывающих породу, остаются слабые налеты окислов железа. Вероятно, места концентрации окислов железа и других легко растворимых соединений и подвижных битумов, устанавливаемые в настоящее время, зафиксировали выделенными налетами прежние места скопления содержавшей их жидкой фазы и пути ее движения. Связь поверхностей кливажа с первичными местами концентрации окислов железа и других подвижных соединений особенно заметна в тех случаях, когда от крупного темного пятна, представляющего собой место первичного скопления жидкости, в породу устремляется пучок расходящихся поверхностей кливажа.

Ряд других упомянутых выше особенностей строения кливажа также позволяет предполагать течение материала вдоль его поверхностей. К ним относятся: волнистый характер поверхностей кливажа и ориенти-

рованных вдоль них листоватых пластичных минералов, как бы обтекающих жесткие зерна; «впрыскивание» пучков сливающихся поверхностей кливажа глинистых пород в трещины в жестких породах; растворение минералов вдоль поверхностей кливажа и перенос вещества в «тень» давления; развитие кливажа путем слияния первичных разрозненных поверхностей, как будто зародившихся в отдельных благоприятных для этого местах и при дальнейшей деформации развившихся в протяженные и ровные поверхности.

Сопоставляя отмеченные особенности строения кливажа с составом и строением горных пород, в которых он развит, и с его положением в структуре деформированных толщ, можно представить общую картину деформации и наметить возможный механизм образования кливажа. Основную роль в этом построении играет неоднородность состава и строения горных пород.

Неоднородность свойственна всем горным породам. Она обусловлена различием свойств минералов и размеров их зерен, наличием в породах жидких и газовых включений, а также связанной воды. Глинистые породы, для которых кливаж наиболее типичен, тоже неоднородны. Они сложены разными минералами, большая часть которых относится к пластичным глинистым, меньшая — к обломкам твердых минералов, и прежде всего, кварца. Не подлежит сомнению присутствие в осадочных породах, особенно в глинистых, жидких и газовых включений, в разной степени связанных с твердым минеральным скелетом. Жидкая фаза может быть представлена свободной поровой водой, характерной для верхних горизонтов земной коры. На глубинах около 2000 м свободной воды в порах глин не остается, однако присутствует связанная вода. Это либо рыхло связанная и адсорбированная вода, либо вода кристаллизационная и химически связанная. Такая вода удаляется из пород очень медленно. Как показали опыты Е. М. Сергеева, даже при давлении до 20 000 кг/см<sup>2</sup> дисперсность глин не меняется, что свидетельствует о том, что вокруг твердых частиц еще существуют пленки воды, которые и воспринимают давление. Таким образом, вода из глинистых пород полностью не выжимается. Однако пленки воды под давлением в природных условиях постепенно разрушаются, и высвободившаяся вода сначала в виде изолированных частиц, а затем собираясь в потоки, двигается в сторону отрицательного градиента давления. В том же направлении и даже раньше воды могут перемещаться и углеводороды. По мере того как порода подвергается сжатию, в ней появляется также и вода, выделяемая из минералов.

Количество воды в значительной степени зависит от поверхностной активности минералов скелета. Наибольшее количество воды из глинистых минералов удерживает монтмориллонит (2,7—6,3%), наименьшее — каолинит (0,7—2,0%). Минералы типа монтмориллонита при сжатии замещаются гидрослюдами. При этом высвобождается много воды с пониженной вязкостью и потому хорошо проникающей в поры (Блох, 1969).

Одновременно с деформацией и образованием кливажа породы могут испытывать слабый метаморфизм, который также всегда сопровождается выделением воды из минералов.

Рассматривая процесс деформации слоистой толщи в условиях горизонтального сжатия, можно составить следующую схему сопутствующего ему механизма образования кливажа. При сжатии слоистой толщи пластичные минералы, в том числе глинистые, как наименее вязкие деформируются раньше и больше других. Перекристаллизовываясь и вытягиваясь в плоскости, перпендикулярной оси сжатия, они создают ориентированную текстуру горной породы. Так же, но еще в большей степени расплющиваются жидкие включения. Вязкость жидкостей много меньше вязкости твердых зерен, и величина деформации ее включений

значительно превосходит величину деформации твердых минеральных компонентов горных пород. Жидкие включения расплющиваются в направлении оси сжатия и удлиняются в перпендикулярном направлении. На их оттянутых торцах концентрируются напряжения, что ведет к явлению гидроразрыва: жидкость с силой вспарывает породу, находящуюся на ее пути. Увеличению подвижности воды способствует уменьшение ее удельного веса при повышении температуры (при  $4^{\circ}\text{C}$  — 1,0—1,1, при  $320^{\circ}$ —0,66—0,72), а также уменьшение электростатического напряжения на границе твердой и жидкой фаз. Пути, наметившиеся удлинившимися пластичными зернами и жидкими включениями, являются, вероятно, зачатками ослабленных поверхностей, т. е. поверхностей кливажа.

Так возникают основные черты кливажа — ориентированная перпендикулярно главной минимальной и параллельно главной максимальной оси деформации текстура и расположенные так же ослабленные поверхности. Продолжающееся сжатие ведет к развитию деформации. Пластичные зерна и жидкие включения еще больше раздавливаются и удлиняются, сливаются друг с другом и способствуют образованию более протяженных, более или менее параллельных волнистых, прерывающихся ослабленных поверхностей, постепенно пронизывающих всю толщу.

Возникшие поверхности разделяют породы на пластины. При продолжающемся сжатии происходит их взаимное проскальзывание в направлении оси максимальной деформации, в процессе которого поверхности шлифуются, притираются и становятся плоскими поверхностями совершенного кливажа. Большую роль при этом играет вода, передвигающаяся вдоль поверхностей в сторону минимального давления. Она растворяет минеральные зерна на участках, находящихся под давлением, и переносит материал в «тень» давления, что приводит к еще большему обособлению поверхностей кливажа и способствует развитию вдоль них ориентированной текстуры.

Скольжение по поверхностям кливажа тесно связано с общим механизмом деформации сжимаемой толщи, в процессе которой возникли и сами поверхности. Каждая из пластин, разделенных поверхностями кливажа, по существу представляют собой особую структурную единицу. Как только в породе появились поверхности раздела, возникли неоднородности ее строения, обеспечившие условия неравномерного развития деформации каждой из пластин в отдельности. При продолжающемся сжатии всей толщи в пластинах возникают чередующиеся участки большего и меньшего расплющивания и соответственно удлинения. Неравномерно расплющиваясь, соседние пластины сдвигаются одна относительно другой по разделяющим их поверхностям. Дифференцированному скольжению пластин кливажа в направлении максимальной оси деформации способствует различный характер деформации слоев, обладающих разными свойствами. Если среди пластичных слоев имеются более вязкие, то при сжатии последние изгибаются, а первые равномерно расплющиваются, однако при этом материал пластичных слоев должен одновременно неравномерно смещаться, следуя за изгибами жесткого слоя. Такое смещение носит сдвиговый характер, так как пути, которые вынужден пройти материал в ядрах складок и на крыльях, различны. Смещения, несомненно, концентрируются вдоль наиболее ослабленных поверхностей, а таковыми являются уже наметившиеся поверхности кливажа. При таком механизме смещения по поверхностям кливажа приведут в микрослоистых толщах к возникновению вдоль них смыкающих крыльев микрофлексур. Совокупность микросмещений по каждой из поверхностей составит величину, равную перемещению твердого слоя.

Рассмотренные механизмы скольжения по поверхностям кливажа действуют, вероятно, совместно. В зависимости от конкретных условий —

первичного состава, строения осадочной толщи и характера переслаивания разных по свойствам пород — может преобладать тот или иной механизм.

Представления о роли неоднородности строения и состава горных пород при образовании кливажа были положены в основу экспериментов по его моделированию. На моделях, подобных горным породам по свойствам и строению и деформируемых в условиях, подобных природным, можно проследить процесс образования кливажа и подметить стадии и особенности его формирования.

Образование кливажа происходит в процессе медленной пластической деформации. Важнейшим свойством горных пород, которое необходимо учитывать при моделировании такого процесса, является вязкость, уменьшение которой в эквивалентном материале позволяет сохранить подобие модели при неизбежном уменьшении времени деформации. Кливаж в природе сопровождается толщи, деформированные в условиях сжатия, направленного вдоль слоистости. Соответствующее силовое поле было создано и в моделях.

Образцы размером от  $135 \times 55$  до  $275 \times 110$  мм состояли из смеси канифоли и машинного масла, вязкость которой колебалась в пределах  $10^3$ — $10^7$  пуаз, что достигалось различным соотношением масла и канифоли. Наименее вязкая смесь (55%) содержала 45 частей масла и 55 канифоли, наиболее вязкая (90%) — 10 частей масла и 90 канифоли. Горизонтально слоистые образцы помещались в прямоугольный ящик прибора между штампами,двигающимися в горизонтальной плоскости, и сжимались. Скорость движения штампов не превышала 25 мм/мин. В результате длинная ось образца сокращалась в 2—3 раза, а слои сминались в складки.

В образцах, представивших чередование слоев мощностью 4—8 мм, однородных по составу и строению, но разных по вязкости при сжатии образовывались складки, однако структура, подобных кливажу, не возникало. Уже слабая неоднородность состава и строения, созданная капельками смеси малой вязкости (55—75%), нанесенными на границах более вязких слоев (соответственно 60—90%), позволила констатировать, что включения малой вязкости деформировались при сжатии во много раз больше всего образца; образец удлинялся по главной максимальной оси деформации в 3—4 раза, капельки — более чем в 10 раз. Капельки, расплющиваясь, создавали подобие ориентированной текстуры, нормальной к сжимающим усилиям и параллельной осевым поверхностям складок. В тех же образцах возникли изрезанные границы слоев, напоминающие таковые в кливажированных горных породах. Положение зубцов определялось в модели положением расплющенных капелек, наметивших ослабленные поверхности, разделившие слои на



Рис. 2. Разрез деформированного образца с ориентированной текстурой, созданной расплющенными капельками, и с ослабленными поверхностями скольжения (рисунок по фотографии). Слои—90%-ная смесь; черные штрихи—расплющенные капельки, состоящие из 75%-ной смеси; стрелки—направление сжимающих усилий (то же на следующих рисунках)

пластины. Вдоль этих поверхностей пластины проскальзывали одна относительно другой.

Уже в этих моделях были получены характерные черты кливажа — ориентированная текстура и ослабленные поверхности скольжения — поверхности кливажа (рис. 2).

Следующие серии экспериментов проводились на образцах, в которых слои были зернистыми и неоднородными. Для этого смеси разной вязкости, моделирующие глинистые и более жесткие горные породы, замораживались, а потом дробились в порошок, отдельные частицы которого составляли доли миллиметра, не превышая 0,5 мм. Различно окрашенные порошки слоями засыпались в прибор. Мощность слоев была около 2—3 мм, общая мощность образца составляла 80—200 мм. Полученный образец спрессовывался нормально к слоистости. При этом уменьшалась его пористость, зерна частично слипались, образуя агрегаты различной величины и строения, общая мощность образца и отдельных слоев уменьшалась вдвое. В результате строение каждого слоя становилось резко неоднородным — в него входили разной величины и различно скрепленные агрегаты зерен, отдельные зерна и поры, заполненные воздухом. Чтобы материал образцов после замораживания вновь приобрел заданную вязкость, образцы разогревались в термостате.

На таких образцах было проведено несколько серий экспериментов. В них постоянными сохранялись условия деформации (продольное сжатие), а менялся состав слоев (зерна разной и одинаковой вязкости), их мощность, характер чередования слоев и их пачек. Основные результаты опытов изложены ниже. Деформация отдельных зерен и пузырьков воздуха во всех случаях значительно превосходит деформацию всего образца. В результате равномерного расплющивания неоднородной зернистой толщи, т. е. ее общего сокращения по оси сжатия и удлинения в перпендикулярном направлении, возникает структура, сходная со структурой кливажированных толщ.

При небольшом сжатии, при котором общая деформация образцов невелика и выражена лишь незначительным уплотнением и увеличением мощности слоистых пачек при сохранении их горизонтального положения, отдельные зерна и пузырьки воздуха деформируются сильнее. Они расплющиваются в направлении главной минимальной оси деформации и удлиняются вдоль главной максимальной оси в 3—5 раз. Это создает текстуру, ориентированную перпендикулярно к минимальной оси деформации и слоистости (рис. 3, а). Величина деформации зерен зависит от их вязкости. В слоях малой вязкости расплющивается большинство зерен. В более вязких так деформируются лишь немногие зерна. В образцах, состоящих из зерен разного состава, раздавленные зерна низкой вязкости, удлиняясь, вклиниваются между вязкими практически недеформированными зернами и, изгибаясь, обходят их. При увеличении сжатия отдельные расплющенные зерна еще больше вытягиваются, сливаются одно с другим, образуя длинные волнистые цепочки, общая ориентировка которых сохраняется нормальной к оси сжатия (рис. 3, б; 4).

Вдоль расплющенных зерен развиваются ослабленные поверхности, разделяющие слои на пластины кливажа. В разнозернистых по свойствам образцах толщина пластин определяется диаметром жестких зерен (см. рис. 4). В других, более однородно зернистых образцах выделяются разные по масштабу пластины, отличающиеся как толщиной, так и амплитудой относительного смещения по разделяющим их поверхностям. Относительно редко, через 1—4 мм, проходят поверхности, смещение по которым достигает первых миллиметров, что создает резкие перегибы слоев типа флексур (рис. 5). Такие макропластины в свою очередь делятся системой субпараллельных поверхностей на большое количество микропластин, каждая из которых смещена относительно

соседних на доли миллиметра. Различные направления и разные величины смещения пластин создают зубчатые контакты между слоями.

В тех случаях, когда смещение по возникшим поверхностям затруднено, например в опыте с жестким прослоем пластилина (рис. 6), одновременно с затуханием смещения исчезают и сами поверхности. Это подтверждает предположение о том, что поверхности кливажа представляют собой не только ослабленные поверхности, но и обязательно поверхности относительного смещения соседних пластин.

С неравномерным смещением пластин по поверхностям кливажа связана резкая дисгармония складок, наблюдаемая в пластичных слоях. В образцах видно, что мелкие складки, осложняющие крылья и замки больших складок, являются результатом не изгибов слоев, а относительного смещения пластин по разделяющим их поверхностям кливажа (см. рис. 5, 6).

Кливаж, возникший в образцах на первых стадиях продольного сжатия, соответствует главному кливажу, нормальному к главной короткой

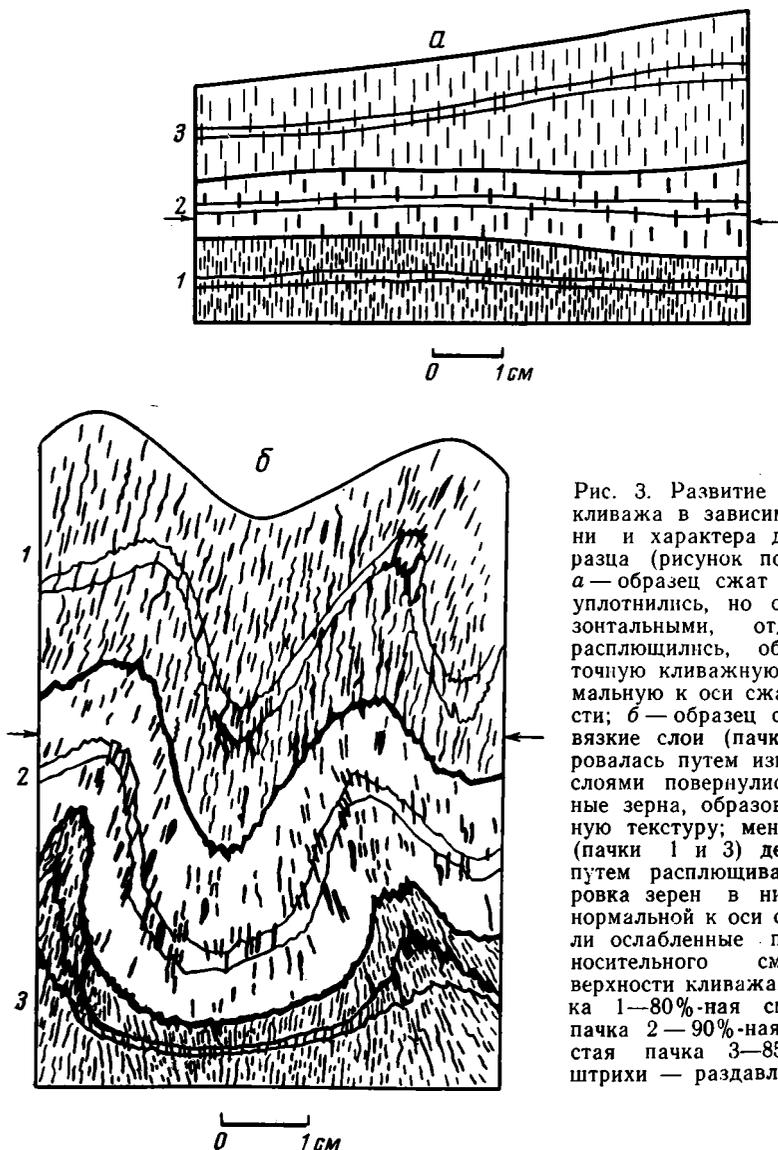
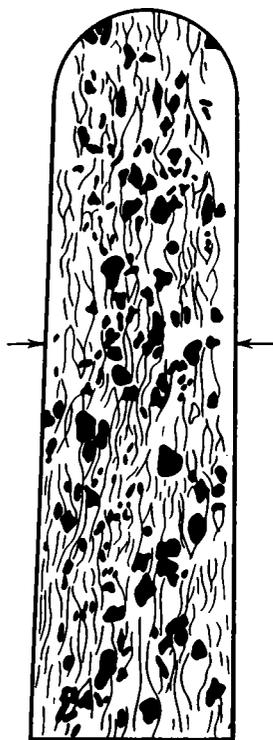


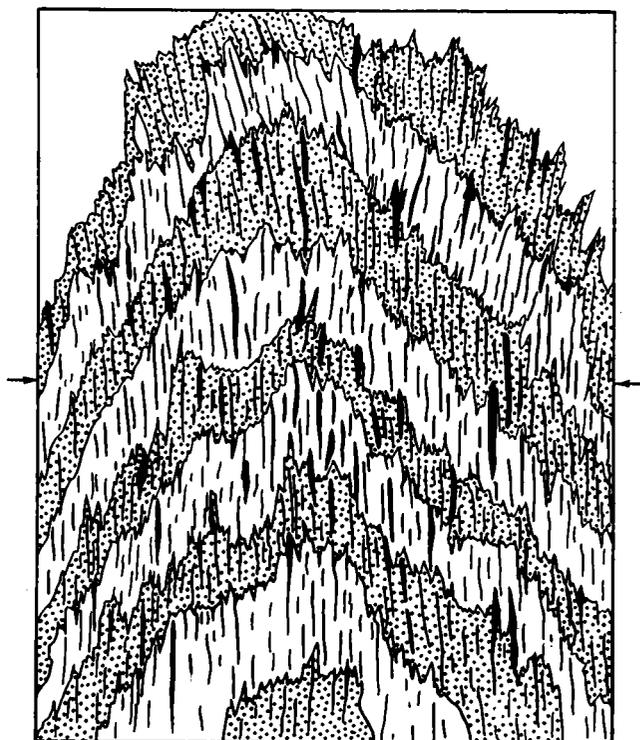
Рис. 3. Развитие и перестройка кливажа в зависимости от степени и характера деформации образца (рисунок по фотографии): а — образец сжат на 25%, слои уплотнились, но остались горизонтальными, отдельные зерна расплющились, образовав зачаточную кливажную текстуру, нормальную к оси сжатия и слоистости; б — образец сжат на 35%; вязкие слои (пачка 2) деформировались путем изгиба; вместе со слоями повернулись расплющенные зерна, образовав веерообразную текстуру; менее вязкие слои (пачки 1 и 3) деформировались путем расплющивания; ориентировка зерен в них сохранилась нормальной к оси сжатия, возникли ослабленные поверхности относительного смещения — поверхности кливажа. Слоистая пачка 1—80%-ная смесь; слоистая пачка 2—90%-ная смесь; слоистая пачка 3—85%-ная смесь; штрихи — раздавленные зерна

оси деформации и параллельному длинной оси. В дальнейшем он развивается и перестраивается в соответствии с развитием деформации всего образца и его отдельных слоев. Однородное общее расплющивание осложняется изгибом относительно более жестких слоев, и в этом случае характер деформации в значительной степени определяется наличием поверхностей напластования и различием вязкостных свойств слоев. Слои малой вязкости продолжают преимущественно расплющиваться нормально к оси сжатия, а мощность их увеличивается. Отдельные зерна вытягиваются сильнее, сливаются одно с другим, ослабленные поверхности обособляются резче. Более вязкие слои, деформируясь путем



0 1 см

Рис. 4



0 1 см

Рис. 5

Рис. 4. Зерна малой вязкости, расплющиваясь, сливаются, образуя ослабленные поверхности, изгибающиеся в обход вязких, почти не деформированных зерен (рисунок по фотографии). Черные зерна — 100%-ная канифоль; штрихи — расплющенные зерна 80%-ной смеси

Рис. 5. Ориентированная текстура, созданная расплющенными зернами, и ослабленные поверхности смещения, возникшие в деформированном образце. Различная величина и разные направления смещения по поверхностям создают зубчатые контакты между слоями (рисунок по фотографии)

изгиба, образуют складки. Вместе с поворотом слоев поворачиваются и заключенные в них расплющенные зерна, образуя веер, сходящийся под антиклиналями (рис. 3, б). Зерна, таким образом, остаются перпендикулярными к слоям, но изменяют положение по отношению к главным осям общей деформации всего образца. Новая ориентировка текстуры вязких слоев в этом случае является результатом простого разворота слоев и зерен. Главный кливаж в них переориентируется в веерообразный.

Сходство полученного веерообразного кливажа с природным подтверждается рядом соображений: 1) в образцах в относительно вязких слоях отмечается расплющивание и ориентировка по кливажу лишь редких зерен; для природного веерообразного кливажа ориентировка минералов, как правило, не характерна; 2) слабая ориентировка зерен не может способствовать возникновению ослабленных поверхностей кливажа, почти не выраженных или полностью отсутствующих в образцах, а создает лишь редкую ориентированную неоднородность; то же, вероятно, происходит и в природе; 3) растяжение жестких слоев при изгибе в экспериментах и в природе приводит к образованию трещин отрыва, совпадающих по положению с наметившейся кливажной неоднородностью и, вероятно, использовавших ее; трещины отрыва, совпадая с элементами кливажа и, вероятно, развиваясь вдоль слабой кливажной ориентировки и зачаточных поверхностей кливажа, затрудняют выделение последних в чистом виде.

При продолжающемся сжатии веерообразный кливаж жестких слоев, подчиняясь основному полю напряжений (ось сжатия горизонтальная, растяжения — вертикальная), перестраивается. Зерна и наметившиеся ослабленные поверхности стремятся ориентироваться вдоль максимальной оси деформации. Этот процесс перекристаллизации развивается постепенно, но в итоге возникает текстура, нормальная к оси сжатия. В то же время в слоях малой вязкости положение кливажа не меняется, и в результате возникает единый для всех слоев секущий кливаж, параллельный осевым поверхностям складок.

Таким образом, положение поверхностей кливажа и ориентированных вдоль них расплющенных зерен в слоях малой вязкости, как правило, совпадает с положением главного кливажа глинистых горных пород. В вязких слоях кливаж распознается лишь по относительно редким расплющенным зернам, а поверхности кливажа либо отсутствуют, либо лишь слабо намечены. Положение расплющенных зерен меняется в зависимости от общей деформации слоистого образца. В начальную стадию они параллельны главному кливажу, а затем поворачиваются, образуя веерообразный кливаж, и при сильном сплющивании толщи вновь стремятся приобрести положение секущего главного кливажа, параллельного осевым поверхностям складок. Однако следует иметь в виду, что в условиях продольного сжатия деформация в неоднородной слоистой толще развивается одновременно и путем равномерного расплющивания материала нормально к оси сжатия, и путем изгиба слоев, причем преобладание того или другого процесса зависит от свойств каждого слоя и их взаимоотношений. Следовательно, образование ориентированной текстуры, параллельной осевым поверхностям складок, и разворот расплющенных зерен происходят одновременно. Преобладание того или другого процесса и связанное с ним положение ориентированных зерен и ослабленных поверхностей меняется в зависимости от свойств материала деформируемых слоев и от местных условий деформации.

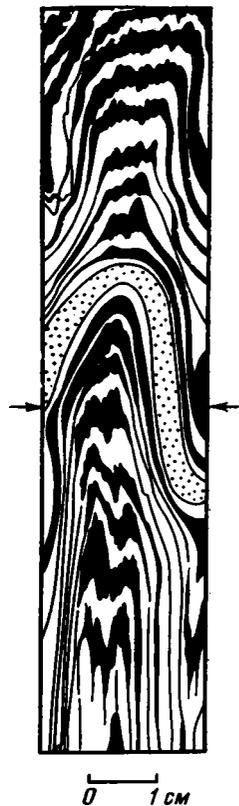


Рис. 6. Затухание поверхностей кливажа в 80%-ной смеси вблизи от жесткого прослоя пластилина (рисунок по фотографии)

Исходя из этого, можно предположить единство процессов образования главного и веерообразного кливажа. Кливаж всей деформированной толщи представляет собой единое образование, а его положение в жестких слоях и в глинистых породах есть результат сочетания общей деформации продольного сжатия слоистой толщи с частной реакцией на нее разных по свойствам слоев. Преломленный веерообразный кливаж жестких слоев не есть особый тип кливажа, а всего лишь одна из стадий общего процесса образования кливажа, и его положение определяется деформацией жесткого слоя в целом.

Местные изменения поля напряжений могут вызвать изменение ориентировки кливажа и в пластичных слоях. При низкой вязкости слои раздавливаются на крыльях складок нормально к напластованию между более жесткими, их материал течет в замки складок. По направлению течения, т. е. послойно, стремятся ориентироваться и ранее расплюснутые зерна, и поверхности кливажа. Сочетание местного поля напряжений с основным создает на крыльях результирующую максимальные оси деформаций, наклоненные к сводам антиклиналей. Вдоль них располагается кливаж, образующий веер, сходящийся над антиклиналями (см. рис. 3, б, слоистая пачка 1). Такое же расположение кливажа иногда наблюдается в глинистых прослоях в природе.

Не останавливаясь специально на послойном и веерообразном кливаже пластичных пород, заметим, что результаты экспериментов, возможно, намечают путь к пониманию механизма их образования. Во всех случаях кливаж подчеркивает направление движения материала, а изгибы его поверхностей отражают местные результирующие положения максимальных осей деформации.

Основные факторы, вызывающие образование кливажа, и общая схема его развития сводятся к следующему.

1. В условиях продольного горизонтального сжатия происходит равномерное расплющивание всей толщи, приводящее к сокращению всех размеров по оси сжатия и увеличению их в перпендикулярном направлении. Неоднородность состава и строения горных пород обуславливает разную величину деформации всей толщи и составляющих ее зерен и жидких включений. В результате вдоль длинной оси деформации нормально к слоистости возникает ориентировка. Она выражена тем больше, чем больше различаются свойства компонентов, составляющих горную породу. Расплющивание включений низкой вязкости способствует появлению первичных ослабленных поверхностей — зародышевых поверхностей кливажа, разделяющих слои на пластины, ориентированные поперек слоистости. В пластичных породах ориентировка выражена значительно сильнее, чем в жестких. Этому способствует высокая пластичность глинистых минералов, дисперсность глин и их пористость, обуславливающие присутствие значительного количества воды и других подвижных соединений.

2. Изгиб относительно жестких слоев в условиях продолжающегося сжатия приводит к развороту ранее возникших расплюснутых зерен, расположение которых при этом создает веер, сходящийся под антиклиналями, т. е. ориентировку преломленного кливажа жестких пород. При изгибе слоев образуются трещины отрыва, положение которых совпадает с кливажом. Пластичные слои в тех же условиях продолжают деформироваться путем расплющивания. Наметившиеся в них на первой стадии ослабленные поверхности кливажа развиваются, растут и разделяют слои на тонкие пластины кливажа. Неравномерно раздавливаясь, пластины скользят одна относительно другой по поверхностям кливажа в направлении максимальной оси деформации. Так возникает главный кливаж.

3. Развивающиеся одновременно в условиях продольного сжатия равномерное расплющивание и изгиб слоев совместно влияют на форми-

рование кливажа, который представляет собой результат суммарного действия этих двух процессов. Развитие деформации приводит также к местным осложнениям общего поля напряжений и соответственно к местной переориентировке кливажа. Именно эти причины лежат в основе его морфологического разнообразия.

4. В условиях продолжающегося сжатия толщи в жестких слоях происходит перестройка повернутой при изгибе текстуры в соответствии с положением главной максимальной оси деформации. Эта перестройка происходит постепенно. Для нее требуется время, но в сильно сжатых толщах результаты такого процесса видны в развитии единого секущего кливажа, параллельного осевым поверхностям.

Особенности деформации горных пород, обусловленные их неоднородным составом и строением, уже обращали внимание многих исследователей. В частности, различные свойства твердого скелета горных пород и жидкостей и газов, содержащихся в них, положено в основу ряда представлений о механизме образования кливажа. Во всех случаях при этом подчеркивается активная роль подвижных соединений (Гончаров, 1970; Кириллова, 1962, 1965; Паталаха, 1970, 1971). Та же мысль лежит в основе проведенного автором исследования, которое развивает и в некоторой мере уточняет представления о кливаже как о результате деформации неоднородных по составу и строению горных пород.

#### Литература

- Блох А. М.* Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969.
- Гончаров М. А.* Кливаж.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Кириллова И. В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кириллова И. В.* О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. X (3).
- Лебедева Н. Б.* Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа.— В кн.: Вопросы геонии (Кора и верхняя мантия Земли). Изд-во Моск. ун-та, 1972.
- Паталаха Е. И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Паталаха Е. И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия).— Геотектоника, 1971, № 4.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
15 ноября 1974 г.

УДК 551.242.3(234.9)

А. А. БЕЛОВ, В. Л. ОМЕЛЬЧЕНКО

## ОФИОЛИТЫ В СТРУКТУРЕ МАРУХСКОГО ПОКРОВА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМА ПАЛЕОЗОЯ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Нижнепалеозойские карабекская и тебердинская свиты помещаются в основание колонки палеозойских пород, характеризующая океаническую стадию развития геосинклинали. Карабекская свита залегает на габброидах, а последние на гипербазитах, образуя все вместе типичную офиолитовую ассоциацию пород. Эта ассоциация в виде тектонического покрова в перевернутом залегании перекрывает верхнедевонские и турнейские отложения. Габброиды, гипербазиты, плагиограниты и сиенито-диориты Передового хребта не прорывают нижнекаменноугольных отложений, как считалось ранее, а являются более древними интрузивными, метасоматическими или репитивными образованиями.

Наши представления о структуре допалеозойского основания Северного Кавказа в последнее время подверглись существенному пересмотру в связи с открытием в ряде районов тектонических покровов (Греков и др., 1974; Баранов и Греков, 1974<sub>1</sub>; Греков, 1974). На основании анализа нового материала исследователи пришли к выводу о том, что главнейшие складчатые структуры Передового хребта представляют собой синформные складки (Хаин, 1975) и что весь герцинский доорогенный комплекс на Большом Кавказе залегает аллохтонно (Баранов, Греков, 1974<sub>2</sub>). Хотя для последнего заключения, по мнению авторов, данных еще недостаточно, однако уверенно сейчас можно говорить о том, что шарьяжи являются важнейшими элементами доверхнепалеозойской структуры Передового хребта и в целом все это герцинское сооружение имеет покровное строение. В составе Марухского покрова И. И. Греков, С. М. Кропачев и С. П. Момот (Греков и др., 1974) выделяют несколько пластин, сложенных кремнисто-терригенно-глинистыми отложениями верхнего силура (мощность несколько десятков метров), песчано-сланцевыми отложениями среднего девона с линзами известняков (до 400 м) и толщей, состоящей из двух свит — тебердинской и карабекской. Последние образуют основную наиболее крупную пластину («чешую» по Грекову и др., 1974). Тебердинская свита зеленых пльчатых сланцев, залегающая, как правило, гипсометрически более низко, сложена хлорит-эпидотовыми, амфибол-эпидот-хлоритовыми, кварц- и серицит-хлоритовыми сланцами (апоглинистыми, апоалевролитово-песчаниковыми, апотуфовыми и апоэффузивными основного и кислого состава), филлитами, изредка с прослоями белых мраморизованных известняков. Ее мощность до 1100 м. Вышележащая карабекская свита представлена зеленокаменными базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с прослоями туфов основного состава и кварцевых альбитофиров. В эффузивах часто наблюдается подушечная отдельность и миндалекаменные текстуры, мощность до 1000 м. Обе свиты фаунистически не охарактеризованы и не имеют пока определенного стратиграфического положения.

Пластины разделены зонами милонитов и тектонических брекчий различной мощности, иногда тонкими тектоническими швами, вдоль контактов часто наблюдаются тела лиственитизированных серпентинитов, местами прослеживаются небольшие чешуи — отторженцы шарьированных пород. Учитывая последние находки Л. Д. Чегодаевым граптолитов нижнего силура на правобережье р. Маруха гипсометрически выше известняков с фауной среднего девона, можно думать, что внутреннее строение аллохтонных толщ Марухского покрова еще сложнее, чем мы представляем себе в настоящее время.

Предшествующими исследователями отмечалась тесная связь с вулканогенными отложениями карабекской свиты интрузий Архызского комплекса — гипербазитов, габброидов, габбро-диоритов, диоритов и плагиогранитов. Вся эта сложная гамма пород рассматривается многими геологами и петрографами как раннекаменноугольный интрузивный комплекс (Греков и др., 1969; Баранов, Греков, 1974), хотя Г. Д. Афанасьев справедливо указывал на ряд данных, в особенности на радиологические определения возраста пород, которые противоречат такому датированию. Правда, в недавнее время появились предложения оторвать гипербазиты от остальной части Архызского комплекса, оставив в составе последнего габбро-плагиограниты, и отнести их к офиолитовой ассоциации пород девона (Баранов, Греков, 1974; Плошко, 1974).

И. И. Греков, С. М. Кропачев, Г. И. Баранов становление интрузий Архызского комплекса рассматривают если не в связи с образованием покровов, то по крайней мере с покровной структурой.

Летом 1974 г. авторы в верховьях р. Кяфар-Агур к западу от села Архыз изучали колчеданоносную вулканогенную карабекскую свиту и взаимоотношения автохтонных и аллохтонных элементов структуры Передового хребта. При этом была выделена новая пластина в системе Марухского покрова, образованная гипербазитами, габброидами и основными вулканитами, которую авторы предлагают назвать офиолитовой пластиной. Признание крупного офиолитового покрова в Передовом хребте позволит, как нам представляется, решить или более правильно понять многие важные вопросы геологии этого района, в настоящее время неясные или вызывающие споры.

Долинами рек Кяфар-Агур, Кяфар, Малый Кяфар офиолитовая пластина прорезана на всю или почти на всю ее мощность, и поэтому в ряде мест имеется возможность изучить в едином разрезе всю пластину от ее подошвы до кровли. В верховьях р. Кяфар-Агур по обоим берегам, в особенности по левому и вдоль боковых притоков, наблюдается следующая последовательность пород снизу вверх:

**Автохтон** (параавтохтон) представлен обнажающимися в нормальном разрезе конгломератами и туфоконгломератами картджуртской свиты среднего — верхнего девона (живет — фран), затем известняками и филлитами фамена (пастуховская свита) и, наконец, конгломератами, известняками и филлитами турне.

Нижекаменноугольные отложения и часто верхние горизонты пастуховской свиты срезаются тектоническим контактом с аллохтоном. Вдоль контакта, там где он хорошо виден, породы перемяты и сильно подроблены.

**Аллохтон** сложен внизу серыми и зелеными сланцами тебердинской свиты, имеющими изменчивую мощность от 350 м до 0, что объясняется тектоническим срезанием ее нижних горизонтов. Гипсометрически выше с постепенным переходом на тебердинской свите согласно залегает зеленокаменная толща эффузивов карабекской свиты. Темные зеленокаменные эффузивы частью массивные плотные, частью слабо расланцованные. Внутри них видны реликты течения лавы, участками лавобрекчии, неясно выраженная подушечно-матрасовидная макротекстура, иногда хорошо сохранившиеся подушечные блоки. По составу это основ-

ные эффузивы, среди которых преобладают базальтовые плагиоклазовые порфириды, их афировые разновидности, а также спилиты.

Микроскопическое изучение показывает, что породы обычно интенсивно изменены вторичными процессами, в результате чего их первичная структура и минеральный состав сохраняются только в реликтовых участках. Структура пород, как правило, гранонематобластовая, текстура массивная, реже сланцеватая. В состав пород входят амфибол преимущественно актинолит-тремолитового ряда (60—80%), эпидот (15—20%), хлорит (10—20%), плагиоклаз (5—6%), титаномагнетит (1—3%), сфен (1—3%). Первичная структура породы была либо интерсертальной, либо субофитовой, либо спилитовой.

Порфиновые разности содержат фенокристы плагиоклаза размером до  $2 \times 3$  мм, сильно хлоритизированные и пронизанные иглами актинолита. В целом по характеру и степени изменения описанные породы очень напоминают пропилитизированные эффузивы Марухи (Омельченко, 1971), однако среди последних наряду с измененными есть и весьма свежие разности, здесь нами не встреченные.

Описанные породы, измененные в высокотемпературной субфации, фации зеленых сланцев характерны для большей части бассейна Кяфар-Агура и Малого Кяфара. Юго-западнее, в верховьях р. Кяфар, в области развития гранитоидных интрузий (как выведенных эрозией на поверхность, так, видимо, и не вскрытых) эффузивные толщи испытывают интенсивный метаморфизм с сопутствующими явлениями мигматизации, огнейсования, калишпатизации и т. д. и замещаются микрогнейсами и турмалин-гранат-слюдистыми сланцами. В других случаях вулканические толщи карабекской свиты в зоне нижнего тектонического контакта покровных пластин испытывали интенсивный динамотермальный метаморфизм, доходивший до амфиболитовой фации. Сейчас эти породы представлены (например, на левобережье р. Кяфар-Агур) диафторированными амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и катаклазитами.

Мощность описанной части карабекской свиты меняется от 150 до 500 м, что обусловлено, вероятно, как первичными причинами — особенностями палеорельефа, расстоянием от выводящих каналов и т. д., так и тектонической переработкой и срезанием отдельных горизонтов.

Вулканические породы рвутся небольшими жильными телами габбро-диоритов и диабазов. Даек выше по рельефу становится больше и, наконец, вулканическая толща сменяется постепенно слоем, состоящим в основном из диабазов, кварцевых диабазов, габбро-диабазов, габброидов и габбро-диоритов. Все эти рвущие друг друга тела образуют сложное переплетение или чередование, весьма приблизительно параллельное общему напластованию. Многие дайки изогнуты, смещены по разрывам. В целом они, вероятно, отвечают комплексу параллельных даек, выделяемому в других районах (Mooges, Vine, 1971). В этой зоне многократных инъекций необходимы дополнительные исследования с картированием масштаба примерно 1 : 2000, что мы сделать не имели возможности. Все-таки следует подчеркнуть факт преобладания даек диабазов, параллельных общей стратификации толщи, что может иметь в дальнейшем большое значение для установления генезиса всего комплекса. Мощность отдельных тел от 0,1 до 2 м, иногда больше. Общая мощность этого комплекса пород около 150 м. На этом «стратиграфическом» уровне создается впечатление, что габброиды более поздние, чем диабазовые дайки, они внедряются и проплавливают последние, т. е. являются магматическими. Для них характерны реликты офитовых структур, присутствие аксессуарных сфена и апатита.

Постепенно вверх среди комплекса диабазовых даек начинают появляться несколько иные по внешнему облику, составу и вторичным изменениям габброиды. Они полосчатые, часто рассланцованные и катаклазированные. Позднее зеленокаменное перерождение не позволяет

выявить четких признаков различия между габброидами первого и второго типов. Последние сильно актинолитизированы и сосюритизированы, в них сохранились реликты первичного моноклинного пироксена и плагиоклаза (первоначальные номера не устанавливаются), реликтовые габбровая и гипидиоморфнозернистые структуры, характерны такситовые текстуры и тесная связь в зонах контакта с гипербазитами. Взаимоотношения между габброидами второго типа и диабазами определенно указывают на более молодой возраст диабазов. Наблюдались тонкие 1—3 см линзовидные, выклинивающиеся по простиранию даечки микродиабазов внутри крупных тел габброидов, сложное проникновение (возможно, с проплавлением) основного расплава в габбро (рис. 1);



Рис. 1

Рис. 1. Проникновение (проплавление) основного магматического расплава в полосчатые габброиды.  
1 — габброиды, 2 — диабазы

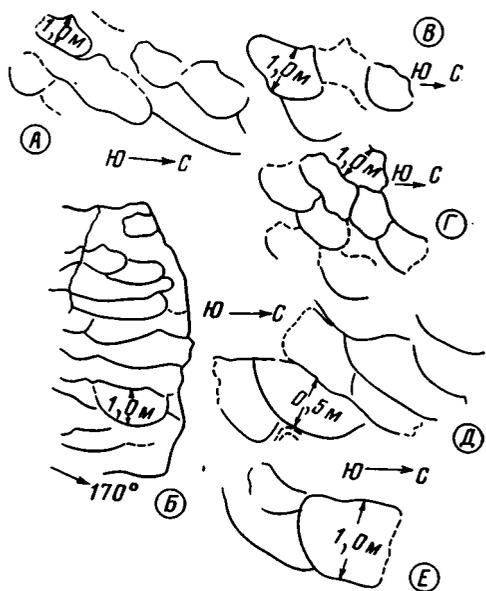


Рис. 2

Рис. 2. Подушечная макротекстура в основных эффузивах карабекской свиты на левом берегу р. Кяфар-Агур

отдельные эпидотовые жилки и системы мелких трещин, секущие габброиды и не продолжающиеся через контакт с диабазом. Также наблюдались изменения внутри диабазовых даек с приближением их к контакту с габброидами — уменьшение зернистости, приобретение кремневидного облика, часто текстуры обтекания внутри диабаза, следующие параллельно изгибам контакта с габброидами. Эти взаимоотношения подтверждаются и при микроскопическом изучении.

Постепенно вверх количество диабазовых даек сокращается и далее можно выделить следующий слой, представленный полосчатыми габброидами с жилами, а также гнездами габбро-пегматитов. В полосе перехода имеются срывы, зоны расланцевания, параллельные общему напластованию толщ.

В нижней (гипсометрически) половине слоя габброидов встречаются изредка дайки диорит-порфиритов, а затем они исчезают. Мощность габброидов 250—500 м.

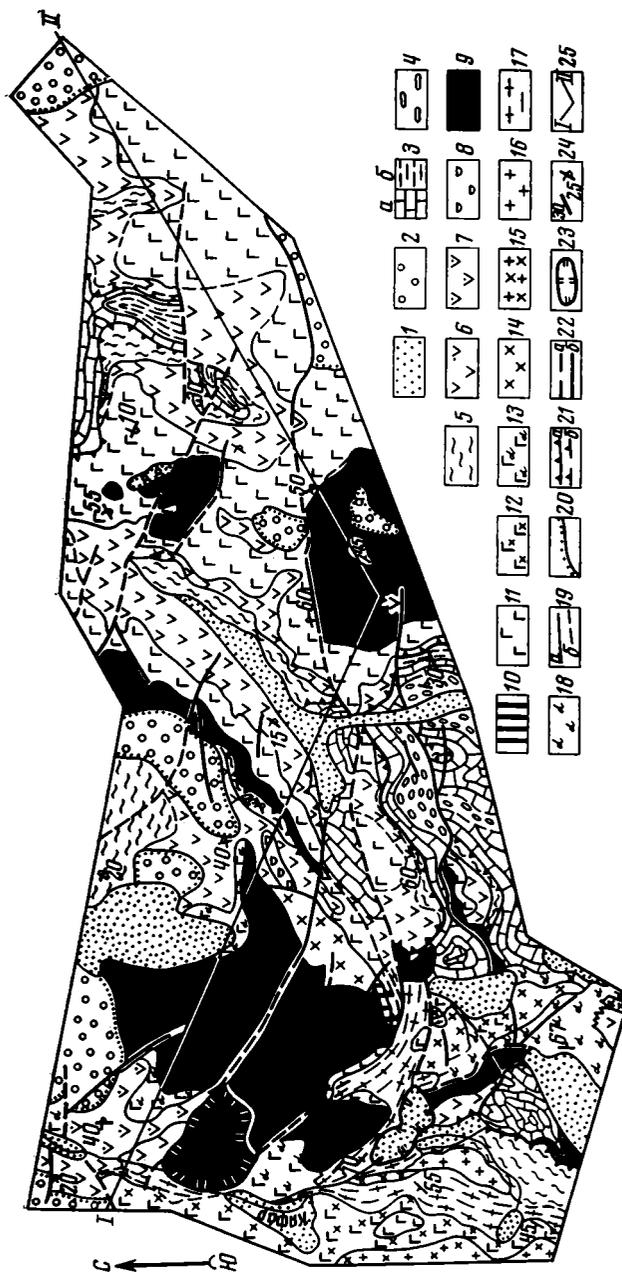


Рис. 3. Геологическая карта верховьев рек Кыфар, Кыфар-Агур и Малый Кыфар. Составил В. Л. Омельченко при участии А. А. Белова с использованием материалов Г. А. Михеева, Е. А. Снежко и В. Ф. Сидоренко  
 1 — четвертичные образования; 2 — среднекаменноугольные отложения; 3 — фамен-турнейские отложения (а — известняки, б — филлиты и зеленые сланцы); 4 — средне-верхнедевонские туфоконгломераты (карджюртская свита); 5 — нижний палеозой (?). Тебердинская свита — зеленые сланцы и кварцевые филлиты с прослоями песчаников, известняков и кварцевых кератофиров; 6—8 — нижний палеозой (?). Карабекская свита: 6 — базальтовые порфириты, спилиты, диабазы; 7 — базальтовые плагиоклазовые порфириты; 8 — подушечные эффузивы; 9 — серпентинизированные гипербазиты (Рст?), 10 — амфиболитизированные гипербазиты (Рст?), 11 — габброиды

(Рст—Рз1?); 12 — габбро-диориты (Рст—Рз1?); 13 — габбро-амфиболиты (Рст—Рз1?); 14 — сиенито-диориты и монцитониты (Рз2); 15 — гранодиориты (Рз2); 16 — гранитоиды (Рз2); 17 — 18 — метаморфические породы, возникшие по вулканогенному субстрату карабекской свиты. 17 — микроплагионейсы, магнезиты, кристаллические сланцы; 18 — амфиболиты по базальтовым порфиритам; 19 — стратиграфически согласные и интрузивные границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 20 — стратиграфически несогласные границы; 21 — границы шарьяжей (а — достоверные, б — предполагаемые); 22 — прочие разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 23 — границы крупных оползневых блоков; 24 — элементы залегания; 25 — линия геологического профиля (рис. 4)

Если наши представления о более позднем образовании вулканогенной толщи по отношению к габброидам второго типа правильны, то из этого следует, что описываемый разрез находится в перевернутом залегании. Подтверждением этого являются наблюдения на левобережье р. Кыфар-Агур, где в толще базальтовых порфиритов с подушечной отдельностью подушки находятся в перевернутом положении (рис. 2).

«Слой» габброидов вверх по склону и, следовательно, вниз по разрезу постепенно сменяется серпентинизированными гипербазитами. Вна-

чале в габброидах появляются отдельные реликтовые включения серпентинитов (скиалиты), затем по мере приближения к контакту их становится больше. Сами габброиды становятся преимущественно меланократовыми. Однако такая типовая переходная зона наблюдается далеко не везде, так как контакт с серпентинитами обычно сорван, вдоль него наблюдаются мощные зоны рассланцевания, иногда при достаточно широкой зоне тектонического контакта чередуются чешуи габброидов и габбро-амфиболитов со скиалитами серпентинитов и серпентиниты. Выше сорванного контакта среди серпентинитов наблюдаются неправильной формы участки габбрового состава, исчезающие при удалении от контакта в глубь гипербазитового пласта. На правом берегу р. Кяфар-Агур отмечались многочисленные секущие дайки габброидов 1-го типа в серпентинитах (рис. 3).

Подобного рода контакты между гипербазитами и полосчатыми габброидами хорошо изучены в настоящее время на Урале, где геологи и петрологи пришли к заключению о метасоматическом замещении ультраосновных пород габброидами (Ефимов и Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Иванов и др., 1973).

Метасоматические контакты габброидов и гипербазитов описывались в нашем районе для массивов Церковнополянского и горы Джемараклы-Тюбе А. А. Каденским (1956) и Ю. Н. Хильтовым (1959).

Гипербазиты в настоящее время почти полностью серпентинизированы. По реликтовым минералам определяется, что они образовались по лерцолитам, верлитам и гарцбургитам, иногда в контактовой зоне с габброидами указываются пироксениты (Каденский, 1956), или горнblendиты (Демин и Сиада, 1969).

На этом разрез офиолитовой пластины заканчивается. Гипербазиты перекрываются либо еще одной пластиной Ацгаринского покрова (Баранов, Греков, 1974), либо трансгрессивно и несогласно континентальной угленосной толщей намяра (?) — среднего карбона, которая «запечатывает» герцинскую покровную структуру Передового хребта.

Толщи автохтона (параавтохтона) и аллохтона смяты конформно в пологие складки и разорваны крутыми разломами (рис. 4). Часто наиболее внутреннюю часть синклиналиных складок слагают гипербазиты, обрамленные габброидами. Предшествующие исследователи также отмечали согласное залегание серпентинитовых и габбровых массивов, считавшихся пластовыми интрузиями, друг с другом и со структурой вмещающих толщ (Каденский, 1956; Хильтов, 1959; Михеев и Потапенко, 1973; Срабонян, 1968). На водоразделе рек Кяфара и Кяфар-Агура офиолитовая пластина сдвоена (рис. 3 и 4).

Описанные взаимоотношения гипербазитов, габброидов и вулканогенно-осадочных пород представляют собой типичный теперь уже хорошо известный разрез фундамента эвгеосинклиналей и нижних частей (океаническая стадия) ее формационного ряда (Пейве и др., 1971; Макарычев, 1974; Марков, 1975; Davies, 1971). В нашем случае этот разрез находится в перевернутом залегании<sup>1</sup>. Последнее также не столь большая редкость для офиолитовых пластин. Как отмечают А. С. Перфильев и С. В. Руженцев (1973), офиолитовые пластины нередко участвуют в складчатых деформациях, причем габбро-гипербазитовые комплексы фундамента и перекрывающие их вулканогенно-осадочные серии образуют морфологически разнообразные, вплоть до гигантских лежащих, складки. Вероятно, что в Передовом хребте, так же как и в Хабаровинском массиве Сакмарской зоны Южного Урала, в современном эрозионном срезе сохранилось лишь нижнее перевернутое крыло громадной лежащей антиклинальной складки, осложненное пологими вертикаль-

<sup>1</sup> В нормальной позиции этот разрез, вероятнее всего, можно обнаружить в зоне Передового хребта в районе Блыбского антиклинория.

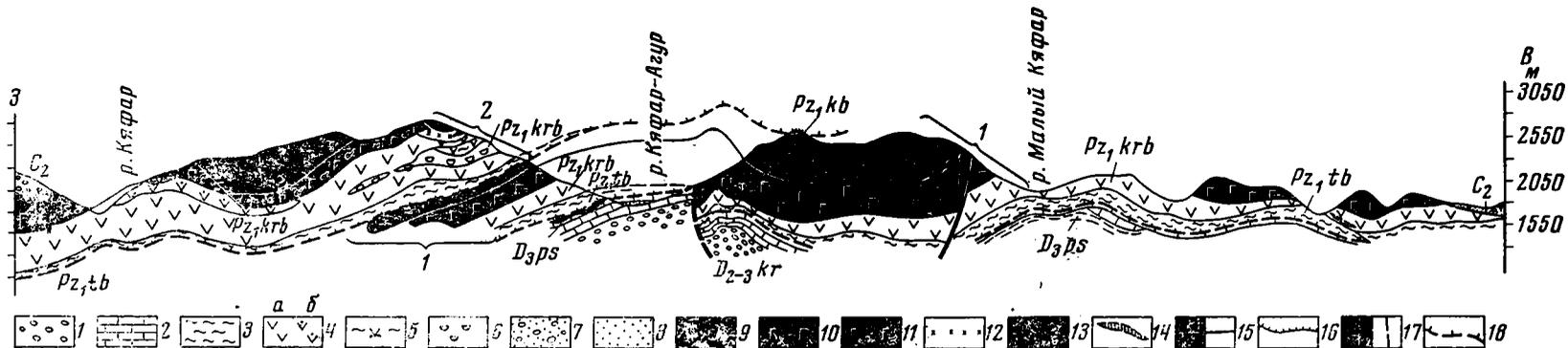


Рис. 4. Геологический профиль в верховьях р. Кяфар. Горизонтальный и вертикальный масштабы 1 : 1.

1 — туфоконгломераты, 2 — известняки, 3 — зеленые сланцы, 4 — а) спилиты, базальтовые порфириды, диабазы; б) базальтовые плагиоклазовые порфириды, 5 — гранатизированные и амфиболитизированные сланцы по базальтоидам, 6 — спилиты с перевернутыми подушками отдельности, 7 — конгломераты и песчаники среднего карбона, 8 — четвертичные образования, 9 — габброиды, 10 — габбро-диориты, 11 — габбро-амфиболиты, 12 — монциты и сиенито-диориты, 13 — серпентиниты, 14 — колчеданные рудопроявления, 15 — согласные стратиграфические границы, 16 — граница трансгрессивного несогласного залегания, 17 — разломы, 18 — границы шарьированных пластин. Цифры при скобках: 1 — нижняя офиолитовая пластина, 2 — верхняя офиолитовая пластина. Индексы:  $D_3ps$  — пастуховская свита,  $D_{2-3kr}$  — картджуртская свита,  $Pz_1tb$  — тебердинская свита,  $Pz_1krb$  — карабекская свита

ными складками и разрывами. Возможна и иная трактовка: офиолитовая пластина — верхнее перевернутое крыло лежащей синклинальной складки, оторванное от нижнего крыла и самостоятельно перемещенное далее в направлении шарьирования.

Следует отметить, что авторы не наблюдали в известных им районах Передового хребта каких-либо серпентинитовых меланжей. Вместе с тем протрузивное залегание серпентинитов среди известняков верхнего девона описано в верховьях р. Кяфар-Агур (по материалам А. А. Каденского, 1956), однако это единичные явления.

В связи с вышеизложенными данными можно высказать некоторые соображения о стратиграфии палеозоя Передового хребта. Можно думать, что гипербазиты и полосчатые габброиды являются наиболее древним комплексом — меланократовым фундаментом эвгеосинклинали Передового хребта. Карабекская свита основных вулканитов при этом займет стратиграфически наиболее низкое положение в формационной колонке, а выше нее будет располагаться тебердинская вулканогенно-осадочная свита. Обе эти свиты, вероятно, являются более древними, чем нижний силур (точнее, верхний лландовери, Чегодаев, 1974), с которыми они не соприкасаются и который представлен пестроцветными песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, известняков, черных кремней и фтанитов. В толще нижнего силура известны также туфы и эффузивы (шаровые лавы, спилиты, вариолиты) андезито-базальтового состава, а в гальке конгломератов — почти весь набор пород офиолитового комплекса (Л. Д. Чегодаев, устное сообщение). Вероятный возраст карабекской и тебердинской свит — ордовик — низы силура, не исключен и кембрий. Таким образом, мы полагаем, что третий вариант решения вопроса о возрасте тебердинской и карабекской свит, предложенный И. И. Грековым и др. (1974, стр. 82), наиболее вероятен. Возможно, при этом найдет объяснение и цифра К/Аг-возраста 436 млн. лет, приводимая Г. Д. Афанасьевым для серицита из сходной диабаз-кератофировой формации р. Уруштен. Известный разрез среднего палеозоя Передового хребта займет более высокое стратиграфическое положение (рис. 5).

Приведенные новые данные позволяют существенно уточнить и историю палеозойского магматизма. Нам представляется, что Архызский интрузивный комплекс (соответственно по разным авторам Уруштенский, Худесский, Карабекский, Лабинский) представляет собой объединение весьма разновозрастных магматических, реститовых и метасоматических образований, которое не соответствует ни определению интрузивного комплекса (Афанасьев и др., 1971), ни конкретным магматическим формациям (даже если разделить габброиды и серпентиниты). Офиолитовую «формацию» с этой точки зрения недавно очень хорошо проанализировал А. Л. Книппер (1969). Наилучшим образом такие ассоциации пород определяются как петротектонические (Dickinson, 1971).

Породы, составляющие офиолитовую ассоциацию, и связанные с ней магматические проявления в нашем районе можно разделить по возрасту и происхождению на несколько групп. К первой будут относиться серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты, являющиеся, вероятно, тугоплавким остатком первичного мантийного вещества (Грин, Рингвуд, 1968). Вторыми будут метасоматические кальциевые гипербазиты (пироксениты, верлиты и др.) и габброиды, образующие полосчатый комплекс. В отношении возраста этих двух групп пород данных почти нет. Основываться на представлении о магматическом прорывании ими каких-либо среднепалеозойских толщ теперь уже невозможно. Г. Д. Афанасьев приводит данные о радиологическом возрасте пород, прорывающих серпентиниты Кяфар-Агурского массива, которые дают лишь верхний предел их возраста, равный 360—380 млн. лет. Косвенным указанием на их возраст являются измерения К/Аг-методом возраста гипербазитов и габбро-

идов Даховского массива, оказавшегося позднедокембрийским (Аянов и др., 1974). И наконец, указания Л. Д. Чегодаева о находках пород офиолитовой ассоциации в гальках конгломератов силура.

Третьей группой пород являются магматические габброиды и тесно с ними ассоциирующие габбро-диабазы и диабазы. Эти гипабиссальные и жильные магматические породы по возрасту и происхождению из

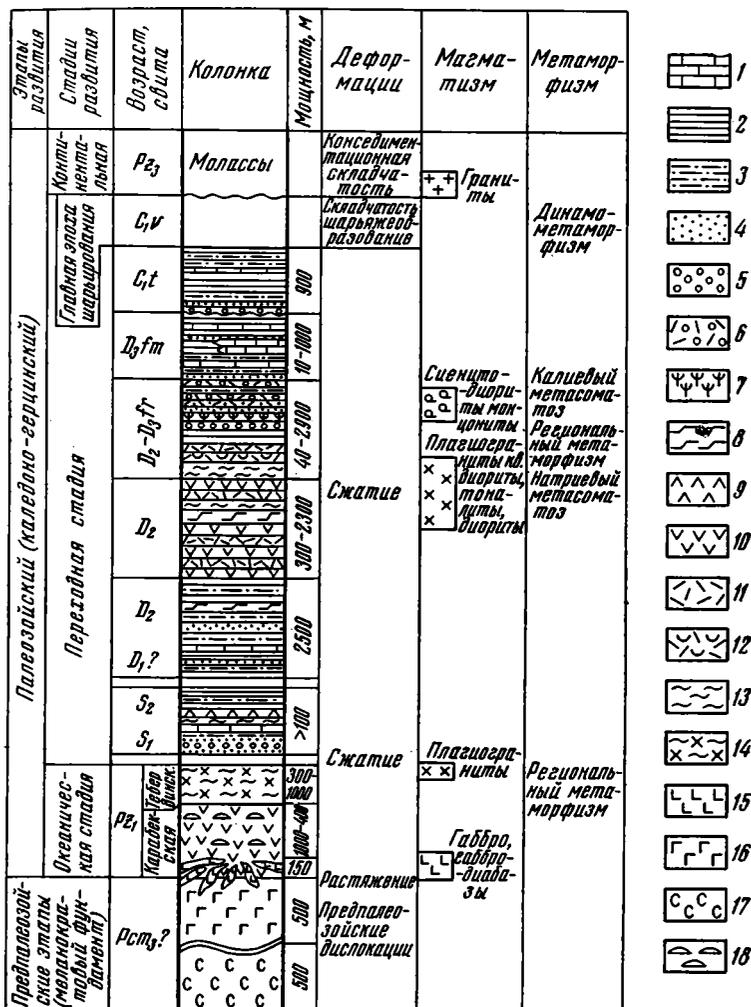


Рис. 5. Схема стратиграфии и истории развития геосинклинали Передового хребта.

1 — известняки, 2 — глинистые сланцы, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — конгломераты, 6 — туфоконгломераты, 7 — трахибазальты, 8 — эффузивы среднего состава, 9 — андезитовые и базальтовые порфириты, 10 — спилиты, диабазы, базальтовые порфириты, 11 — плагиолипариты, 12 — туфы плагиолипаритового состава, 13 — силлиты, 14 — зеленые сланцы, 15 — диабазовые дайки, 16 — метагаббро, 17 — серпентиниты по гарцбургитам и лерцолитам, 18 — шаровая отдельность в эффузивах

единого магматического очага очень близки вулканитам карабекской свиты (сходство состава, структурной позиции и взаимопереходы) и являются, вероятно, нижнепалеозойскими. Наконец, последняя группа объединяет тоналиты, кварцевые диориты и плагиограниты (кислые члены габбро-диорит-плагиогранитной формации, по Афанасьеву и др.,

1971). Это преимущественно интрузии, образующие в нашем районе небольшие тела, и с ними связан интенсивный Na-метасоматоз окружающих пород. Возраст этих интрузий определяется по K/Ag-измерениям 360—370 млн. лет (Афанасьев и др., 1971). Галька их встречается в конгломератах картджуртской свиты верхнего девона.

Возможно следует выделить породы пятой группы, в которую войдут сиенито-диориты и монцониты, как продукты наиболее позднего этапа магматической эволюции — этапа калиевого метасоматоза. Возраст этой группы пород доверхнепалеозойский: галька сиенито-диоритов найдена в конгломератах среднего карбона на южном склоне горы Б. Карабек; K/Ag-возраст флогопита из зон слюдитов, связанных с формированием сиенито-диоритов, равен 350—367 млн. лет (по материалам С. М. Кропачева). Вместе с тем по радиологическим данным (K/Ag) Г. Д. Афанасьевым они относятся к верхнему палеозою, 240—250 млн. лет. Однако приуроченность их к габброидам, которые они метасоматически замещают, подтверждает их доверхнепалеозойский возраст и даже образование ранее эпохи шарьирования. Весьма вероятно предположение, основанное на аналогии с историей магматизма Уральской геосинклинали: процесс метасоматического преобразования пород ряда габбро-диоритов в сиенито-диориты и монцониты происходил синхронно с образованием базальт-трахитовой формации верхнего девона, находящейся в составе картджуртской свиты. K/Ag-датировка трахибазальтов этой формации дала цифры 340—350 млн. лет (Афанасьев и др., 1971).

Историю тектонического развития геосинклинали Передового хребта можно коротко суммировать следующим образом. После байкальской эпохи складчатости в области Большого Кавказа сформировался складчато-метаморфический фундамент, представленный несколькими метаморфическими сериями пород, первичноосадочного и вулканического генезиса. Допалеозойские интрузивные породы представлены плагиогранитами и плагиогранит-порфирами. Присутствие здесь нормальных гранитов не подтверждается пока какими-нибудь убедительными данными, неизвестен также и байкальский орогенный вулканизм. Поэтому можно думать, что к концу рифея континентальная кора на этой территории еще не возникла.

Герцинская (каледоно-герцинская) геосинклиналичная система Передового хребта заложилась в начале палеозойской эры на коре океанического типа (на меланократовом фундаменте), которая либо сохранилась здесь с докембрийского времени, либо была новообразована в результате разрушения и латерального перемещения байкальской коры переходного типа. Краевые части этой системы безусловно накладывались на байкальское основание, что видно из соотношения докембрийских и нижнепалеозойских толщ в Бечасынской зоне (Кизевальтер, 1964).

В геосинклиналичном прогибе первоначально накопились мощные толщи основных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород нижнепалеозойского (не моложе низов силура) возраста, налегающие непосредственно на меланократовое основание.

Затем начались процессы метаморфического преобразования первичной океанической коры с образованием гранат-амфиболовых, пироксен-амфиболовых и других метаморфических пород по гипербазитам, метасоматическим габброидам, амфиболитов по габброидам и основным вулканогенным породам и прочие. Завершился этот этап мощным процессом плагиогранитизации и натриевого метасоматоза с образованием отдельных плагиогранитных тел, впоследствии обычно гнейсированных (Баранов и др., 1972; Журавлев, 1971; Афанасьев и др., 1973).

Вероятно, к этому времени первичный геосинклиналичный прогиб был уже дифференцирован на ряд зон, в одних из которых процессы метаморфизма шли более интенсивно (Блыбский антиклинорий), а в других

они проявились неравномерно и в целом слабее (зона, представленная разрезами офиолитовых пластин). Плагиигранитизация закончилась значительно позже, очевидно, в середине девона, после того как океаническая стадия сменилась в начале силура (с конца ландоверийского века) переходной (или островодужной) стадией. В течение последней накапливались как глубоководные кремнисто-глинистые, так и мелководные терригенные и вулканогенные силурийские отложения, терригенная формация среднего девона, сменившаяся затем контрастной вулканогенной серией, с которой связаны основные колчеданные промышленные месторождения. Вероятно, с концом среднего девона связан этап зеленосланцевого метаморфизма, явившегося регрессивным по отношению к комплексам пород меланократового фундамента.

Отдельные зоны рассматриваемой геосинклинальной системы к позднему девону уже начали подниматься, выходить из-под уровня моря, образуя острова (островодужная стадия), с которых шел снос вулканических пород и плагиигранитов (по составу галек туфоконгломератов картджуртской свиты). Эти поднятия сопровождалось сопряженными прогибаниями и накоплением мощных флишевых толщ, образованием рифовых известняковых массивов и вулканизмом трахибазальтового состава, а на глубине метасоматическим образованием сиенито-диоритов. Процесс геосинклинального осадконакопления после образования флишевидной формации в начале позднего девона закончился образованием сероцветной терригенно-карбонатной формации фамена — турне, возможно, относящейся уже к ранним молассам.

После турнейского века и не позже конца намюрского века герцинская геосинклинальная система Большого Кавказа претерпела серьезные пространственные изменения. Ее первоначальная ширина сократилась в несколько раз, а отдельные зоны были смещены со своего места и комплексы пород, их слагающие, сорваны по тому или иному стратиграфическому уровню и шарьированы друг на друга. При этом очень вероятны и продольные вдоль простирания системы крупные сдвиговые смещения. Шарьирование сопровождалось дислокационным и динамотермальным метаморфизмом зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

После эпохи шарьяжеобразования, а также, вероятно, и во время нее, происходило складкообразование, в результате которого и движений по вертикальным разломам заложилась основы той системы антиклинорий и синклинорий (Главного хребта, Передового хребта и др.), которая дооформилась позже в позднем палеозое. Затем произошло общее поднятие и денудация складчато-покровных структур.

Все эти процессы преобразования структуры и вещества земной коры имели место в области Передового и отчасти Главного Кавказского хребтов, но они мало затронули самую южную зону герцинской системы — Сванетский геосинклинальный прогиб, в котором продолжалось морское осадконакопление еще долго в течение всего позднего палеозоя. Остальная территория с конца намюрского века до начала триаса проходила орогенный этап развития с накоплением угленосно-вулканогенных, терригенных и красноцветно-вулканогенных молассовых континентальных формаций, отчасти морских терригенно-карбонатных.

В течение орогенной стадии развития геосинклинальной системы происходило основное наращивание и дооформление гранитно-метаморфического слоя земной коры, образование калиевых гранитных батолитов и связанные с ними метаморфические изменения нижних горизонтов среднепалеозойской структуры. Именно с герцинской позднепалеозойской гранитизацией связано, по-видимому, основное преобразование протерозойских комплексов Главного хребта в кристаллические и ультраметаморфические породы и образование здесь нормальной континентальной земной коры.

Приведенные новые данные и интерпретация истории тектонического развития палеозойской геосинклинали Северного Кавказа позволяют сделать и некоторые более общие заключения. Во-первых, можно утверждать, что территории северной и южной частей Кавказского сектора Средиземноморского пояса с начала палеозоя донныне никогда не представляли собой единую платформенную область. Байкальская эпоха складчатости привела к образованию в южной части области, являвшейся частью Гондваны, платформы. В северной части образовалось складчато-метаморфическое основание, вероятно, неповсеместное. Нет никаких сведений о том, что эти области в то время находились вблизи друг от друга, как это наблюдается сейчас. Во всяком случае очевидно, что уже в ордовике — начале силура существовала Северо-Кавказская геосинклиналиная система, имевшая основанием кору океанического типа и разделявшаяся (возможно, с некоторыми другими зонами) северную геосинклиналино-океаническую и южную платформенную (шельфовую) части Палеотетиса.

#### Литература

- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Лупанова Н. П., Плошко В. В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Афанасьев Г. Д., Бенеш К., Бойко А. К., Борсук А. М., Зоубек В., Каменецкий Л., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Паливцева М., Семенов Н. П., Цамбел Б., Шуркин К. А. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
- Аянов В. М., Бессонов О. А., Лебедев Г. И. Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на северо-западном Кавказе.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов Г. И., Донченко Г. Л., Сидоренко В. Ф. Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклинория Передового хребта на Северо-Западном Кавказе.— Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 13, 1972.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Тектоническое строение древнего ядра Большого Кавказа.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Домезозойский магматизм Большого Кавказа.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Греков И. И. Марухский и Кыргыцкий покровы в среднем палеозое Передового хребта.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геол., 1974, № 2.
- Греков И. И., Лунев А. Л., Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снежко Е. А., Сработьян М. Х. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Демин А. М., Сидага Г. А. К петрологии доверхнепалеозойских интрузивов верховий левобережья р. Зеленчук (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 13, М., «Недра», 1967.
- Журавлев С. Ш. Фации контактового метаморфизма в среднепалеозойских вулканогенных Северо-Западного Кавказа.— Исслед. по минер. и петр. на терр. Сев. Кавказа и Донбасса. Ростов-на-Дону, Рост. ун-т, 1971.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа.— Изд-во АН СССР, 1956.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза.— МГК, XXII сес. Докл. сов. геол., пробл. 11, М., 1964.

- Книппер А. Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В сб. Магматизм и тектоника геосинклиналей. «Наука», М., 1969.
- Макарычев Г. И.* Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере западного Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Марков М. С.* Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Михеев Г. А., Потопенко Ю. Я.* О возрасте альпинотипных гипербазитов Северного Кавказа. Сов. геология, 1973, № 1.
- Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Омельченко В. Л.* Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Марухи (Западный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Плошко В. В.* Формации гипербазитов и эклогитов Северного Кавказа и их рудоносность.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Срабонян М. Х.* Карабекский (Архызский) интрузивный комплекс.— Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, гл. IV. Магматизм и метаморфизм. М., «Недра», 1968.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Хильтов Ю. Н.* Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Чегодаев Л. Д.* Открытие нижнего силура на Северном Кавказе.— Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines.— Earth and Planetary Sci. Letters, 1971, v. 10, No 2.
- Davies H. C.* Perridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: overthrust plate of oceanic crust and mantle.— Bull. Commonw. Austral. Dep. Nat. Develop. Bull. Miner. Resour., Geol. and Geophys., n. 128, 1971.
- Moore E. M., Vine F. J.* The Troodos Massif Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implications.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, No. 1192.

Геологический институт  
АН СССР  
Северокавказское геологическое управление

Статья поступила  
5 марта 1975 г.

УДК 551.242.23(491.1)

М. Г. ЛОМИЗЕ

**БАЗАЛЬТОВЫЕ ДАЙКИ И РАЗРАСТАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
В ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ**

Наличие на глубине базальтовой магмы определяет способ реализации растягивающих напряжений в земной коре. Начинается дайкообразование, тектонический эффект которого оценивается с учетом теории гидроразрыва: идет расклинивание и раздвиг пород. Дайки Восточной Исландии размещаются рядами и образуют линейную систему среди платобазальтов миоцена. Каждый рой фиксирует зону проницаемости, над которой накопилась эффузивная линза. На уровне моря дайки составляют в среднем 7% в рядах 1,5% в интервалах. В 2,5—3 км ниже, у предполагаемой подошвы эффузивной серии, их может быть втрое больше. Соответствующая скорость разрастания земной коры около 2 мм/год для одной зоны проницаемости.

Со времени симпозиума «Исландия и срединно-океанические хребты» (Iceland..., 1967) прошло почти десятилетие, но многие поднятые на нем вопросы по-прежнему дискуссионны. Попытки использовать Исландию как наземный полигон для оценки разрастания (спрединга) земной коры и его возможных механизмов пока не дали однозначного результата. Одни исследователи находят свидетельства интенсивного раздвига с трансформными смещениями (Ward, 1971; Schäfer, 1972; Saemundsson, 1974), другие считают его роль весьма незначительной (Einarsson, 1968; Rutten, 1971; Белоусов, Милановский, 1975).

Если о современном растяжении можно судить по инструментальным наблюдениям и по разрывам в голоценовых лавах (Decker, 1974; Nakamura, 1970), то главным свидетельством раздвига в предшествующее время служат линейные системы базальтовых даек — весьма многочисленных и формировавшихся с миоцена, т. е. на протяжении всей доступной изучению геологической истории острова. Это обстоятельство легло в основу концепции разрастания земной коры Исландии путем внедрения даек (Bodvarsson, Walker, 1964), которая была вскоре использована для дальнейшего обоснования гипотезы Ф. Вайна — Д. Мэттьюза о происхождении магнитных аномалий над срединно-океаническими хребтами (Matthews, Bath, 1967). Сравнительно хорошо обнажены и подробнее изучены дайки Восточной Исландии (Walker, 1959, 1960, 1963; Gibson et al, 1966; Jónsson, 1954; Dearnley, 1954; Jux, 1960). Из размещение и тектонические условия внедрения рассматриваются в настоящей статье с использованием данных, полученных автором в 1972 г. в ходе работ советской комплексной геолого-геофизической экспедиции.

**ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛИНЕЙНЫХ ДАЕК И ИХ СИСТЕМ  
(ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ)**

В основу динамической интерпретации как локальных (главным образом кольцевых и конических), так и региональных (преимущественно линейных) дайковых систем легли детальные работы по изучению третичных и палеозойских даек Шотландии, завершившиеся обобщениями Дж. Ричи (Richey, 1939) и Э. Андерсона (Anderson, 1942). Уже на этом

материале определились характерные особенности линейных даек. Как правило, они внедрены по вертикальным трещинам посредством раздвига крыльев перпендикулярно трещине без существенного уплотнения или смятия вмещающих дайки пород. Сбросового или сдвигового смещения при внедрении обычно нет. Дайки одного комплекса образуют субпараллельную систему, но распределяются неравномерно, роями. Преобладающая мощность даек в пределах такой системы выдерживается однообразной.

Э. Андерсон показал активную роль магмы при формировании дайки. Внедряясь по трещине, перпендикулярной наименьшему сжимающему напряжению, магматический расплав оказывает расклинивающее действие, наращивая трещину в длину (Anderson, 1942). Дальнейшее исследование зависимости интрузивного процесса от соотношения главных напряжений вблизи магматической камеры дали Дж. Робсон и К. Барр (Robson, Barr, 1964). Однако количественное обоснование механизма внедрения дайки стало возможным сравнительно недавно в связи с разработкой теории гидроразрыва горных пород при добыче нефти (Hubbert, Willis, 1957; Желтов, 1966). М. Губберт и Д. Уиллис в указанной работе подчеркнули аналогию между искусственным гидроразрывом и внедрением в земную кору магматических даек. Применительно к последним вопрос специально рассмотрели А. А. Пэк (1968), В. С. Попов (1973), Дж Робертс (1972).

Гидравлическим разрывом (гидроразрывом) называют процесс образования и распространения трещин в горных породах под давлением жидкости, в том числе магматического расплава<sup>1</sup>. Растяжение земной коры может выразиться зияющими трещинами отрыва лишь на самых малых глубинах (до 2—3 км). Глубже, с увеличением всестороннего давления и температур, хрупкий отрыв сменяется скалыванием по все более многочисленным плоскостям. Поскольку системы базальтовых даек берут начало на больших глубинах, формирование их путем пассивного заполнения зияющих трещин исключено. Единственным возможным механизмом представляет активное внедрение посредством гидроразрыва пород с последующим раздвиганием стенок трещины.

Для развития гидроразрыва достаточно, чтобы давление жидкости лишь незначительно превышало минимальное сжимающее напряжение в породе; обычно в расчетах их отношение принимают равным 1,2. Образуется гидравлический клин, фронт жидкости подходит близко к концу трещины, но никогда не достигает его. Расклинивающий эффект обеспечивается концентрацией напряжений у вершины трещины, где расширяющее трещину давление нарастает от вершины пропорционально кубу раскрытия трещины (в соответствии со снижением гидравлического сопротивления). На развитие гидроразрыва мало влияют реальные различия прочности вмещающих пород. Происходит быстрое распространение трещины хрупкого отрыва и продвигающего ее магматического клина. По мере разрастания гидроразрыва закономерно увеличивается и его ширина. Отношение раскрытия трещины (или мощности дайки) к ее длине регулируется зависимостью

$$\frac{w}{l} = \frac{4(1-\nu^2)}{E} (P_k - P_0)$$

где  $w$  — раскрытие трещины,  $l$  — ее длина,  $\nu$  — коэффициент Пуассона и  $E$  — модуль Юнга для вмещающих пород,  $P_k$  — давление расплава у

<sup>1</sup> А. А. Пэк (1968) предложил термин «магморазрыв» как эквивалент «гидроразрыва» для случая внедрения жидкой магмы. В этом термине, вероятно, нет необходимости, поскольку гидравлика — наука о законах движения и равновесия любых жидкостей. Не случайно в той же работе на стр. 8 автор термина пишет о «гидравлическом клине магматического расплава».

устья питающего канала,  $P_0$  — напряжение, сжимающее стены трещины (Желтов, 1966, Пэк, 1968).

Таким образом, при наличии на глубине жидкого магматического расплава внедрение вертикальной дайки возможно там, где одно из главных сжимающих напряжений, направленных горизонтально, уменьшено тектоническим растяжением. Местное растяжение земной коры бывает порождено, в частности, сдвиговыми перемещениями. Формируются сравнительно небольшие рои линейных даек, которые располагаются эшелонированно, образуя закономерно построенные ячеи. Пример такого дайкового поля описан и убедительно интерпретирован В. В. Коптевой и И. Г. Щербой (1963) в Восточном Казахстане. В других случаях, когда одноосное растяжение проявляется сразу на большом протяжении, возникают линейные системы параллельных даек длиной в десятки и сотни километров. Таковы упоминавшиеся выше пояса даек Шотландии, а также Казбекский и Кахетинский диабазовые пояса Большого Кавказа (Андреев, 1945), дайковый пояс северного склона Туркестанского хребта (Торшин, 1961) и многие другие. Вопрос о происхождении тектонических сил, необходимых для формирования столь протяженных поясов даек, обычно выходит за рамки регионального исследования. Исключение составляют линейные рои даек, ассоциирующие с крупными флексурами, где необходимое растяжение иногда объясняют поперечным изгибом земной коры (Wager, Deer, 1938), однако наблюдаемые соотношения могут быть истолкованы и иначе (Gibson, 1966<sub>1</sub>).

#### НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ ИСЛАНДИИ

Размещаясь в центральной части Британо-Арктической вулканической провинции, Исландия сложена породами базальтового (около 90%) и риолитового (около 10%) состава с возрастом от среднего миоцена (16 млн. лет) и моложе (Moorbath et al., 1968). Рифтогенез и современный вулканизм сосредоточены главным образом в субмеридиональных «неовулканических» зонах Рейкьянес—Лангйокудль и Вестманнаэйр-Слетта (рис. 1). В плиоцене первая из них, вероятно, протягивалась к мысу Скаги (Saemundsson, 1974). Она лежит на одной линии с рифтами подводных хребтов Рейкьянес на юге и Колбейнси на севере. Вторая зона тянется в 150 км восточнее, ее подводные продолжения вскоре затухают. Самые молодые базальты, соответствующие эпохе Брюнес палеомагнитной шкалы, приурочены к осевой части каждой зоны. Они окаймляются базальтами верхнего плиоцена — антропогена («древними серыми базальтами») с возрастом 4,0—0,7 млн. лет, формировавшимися с конца эпохи Гильберт на протяжении эпох Гаусс и Магяма. Далее из-под них выступает мощная серия платобазальтов неогена (главным образом миоцена), залегающая полого с преобладающим наклоном в сторону неовулканических зон. От п-ва Снайфедльснес к леднику Ватнайокудль меридиональные структуры пересекаются «широтным швом Исландии» (Баскина, 1972). Он выражен как в разрывной тектонике, так и в молодом вулканизме.

Субстрат, подстилающий платобазальты миоцена, нигде не обнажается. В качестве их подошвы условно принимают поверхность сейсмического раздела, прослеженную на глубине 1—5 км, а на крайнем юге до 10 км (в Восточной Исландии 2,5—3 км). Поскольку над ней скорости продольных волн не превышают 5,2 км/сек, а ниже близки к 6,5 км/сек, эта поверхность сравнима с границей второго и третьего слоев обычной океанической коры (Pálmason, Saemundsson, 1974). Мощность этого «базальтового» слоя 4—5 км и, вероятно, несколько больше на севере Исландии. Ниже свойства вещества меняются. При скоростях продольных волн около 7 км/сек отношение  $P/S$  растет, что свидетельствует о снижении вязкости. Согласно Г. Паульмасону, материал находится, веро-

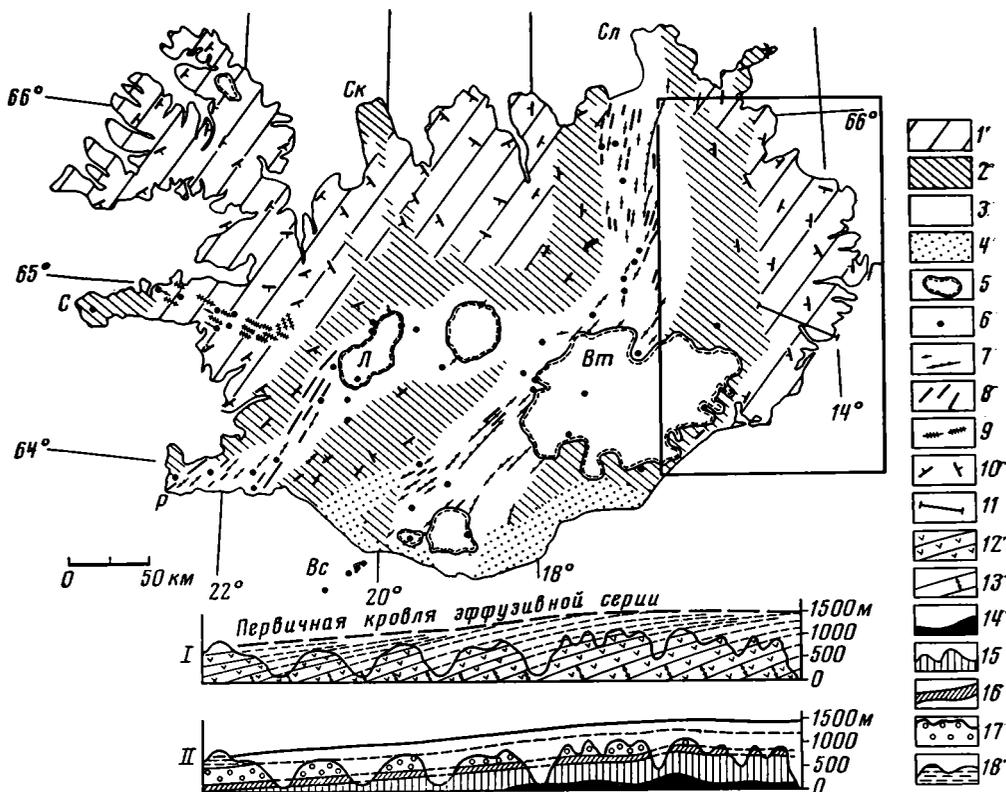


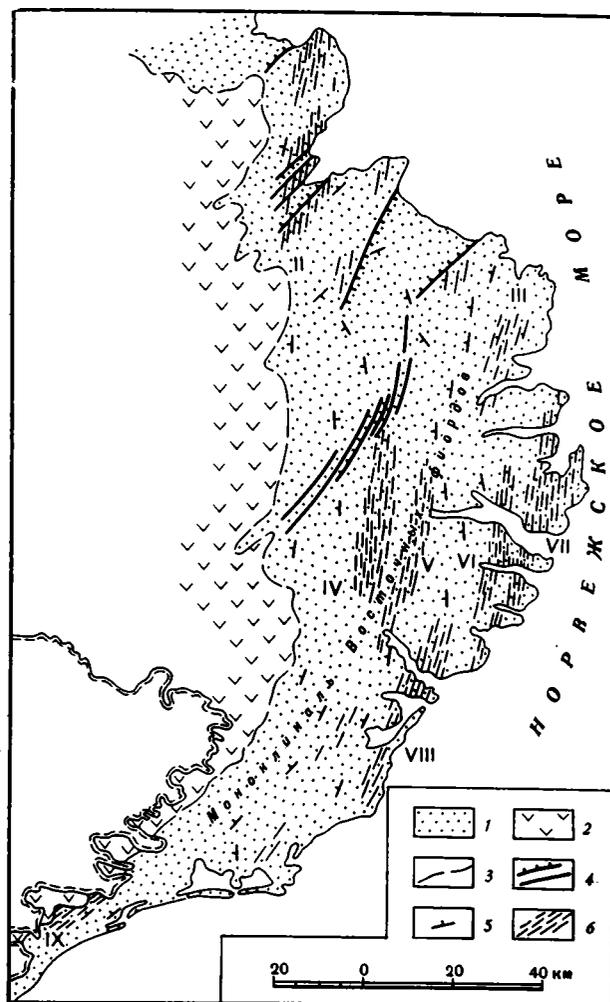
Рис. 1. Схема геологического строения Исландии, по Г. Паульмасону и К. Сæmundсону (Pálmason, Saemundsson, 1974), и реконструкция первичной кровли платобазальтов миоцена, по Дж. Уокеру (Walker, 1960), с учетом последовательного выклинивания горизонтов (профиль I) и в соответствии с зональным размещением вторичных минералов (профиль II). Оконтурирована территория, изображенная на рис. 2

На карте: 1 — платобазальты неогена (более 4 млн. лет); 2 — базальты верхнего плиоцена — антропогена (4—0,7 млн. лет); 3 — активные зоны рифтообразования и вулканизма; 4 — участки, закрытые рыхлыми отложениями; 5 — ледники; 6 — четвертичные вулканы центрального типа, в том числе щитовые; 7 — послеледниковые трещинные излияния; 8 — открытые трещины; 9 — разрывы зоны Снайфедльснес; 10 — элементы залегания; 11 — линия профилей. На профилях: 12 — плато-базальты миоцена; 13 — максимальные из наблюдаемых мощностей; 14—18 — зоны вторичной минерализации: 14 — богатая цеолитами; 15 — мезолит-сколецитовая, 16 — анальцимовая, 17 — шабазит-томсонитовая, 18 — лишенная цеолитов. С — мыс Снайфедльснес; Р — мыс Рейкьянес; Л — ледник Лангйокудль; Ск — мыс Скаги; Вс — острова Вестманнаэйяр; Вт — ледник Ватнайокудль; Сл — мыс Слетта; Г — мыс Герпир

ятно, в состоянии частичного плавления, что подтверждается также наблюдениями теплового потока и результатами магнитотеллурических измерений, которые свидетельствуют о нарастании температур до  $1000 \pm 200^\circ$  уже на глубинах 10—15 км (Hermance, Grillot, 1974). Судя по новым данным (Зверев и др., 1975), следующая поверхность сейсмического раздела, за которой скорости достигают 8 км/сек и более, находится на глубине около 40—60 км в центральной Исландии и заметно поднимается на востоке и западе. Можно полагать, что под Исландией на глубинах 10—60 км существует подушка частично расплавленного вещества со скоростями 6,8—7,8 км/сек, которая выражена локальным гравитационным минимумом в редукции Буге. Земная кора отделена,

Рис. 2. Главные рои базальтовых даек Восточной Исландии.

1 — платобазальты миоцена; 2 — базальты верхнего плиоцена — антропогена («древние серые базальты»); 3 — несогласный контакт в подошве последних; 4 — разрывные нарушения (Л — разломная зона Лагарфлёт); 5 — наклон платобазальтов; 6 — главные рои базальтовых даек: I — Дигранес; II — Вопнафиордур; III — Лодмундарфиордур; IV — Тинтмули; V — Брейддалур; VI — Рейдарфиордур; VII — Нордфиордур; VIII — Аульфтафиордур; IX — Каульфафельсфьодль



таким образом, от твердого вещества мантии пластичной прокладкой, что определяет ее способность реагировать на тангенциальные напряжения горизонтальными смещениями.

В Восточной Исландии вмещающая дайки миоценовая серия платобазальтов лучше всего сохранила строение в моноклинали Восточных фиордов (рис. 2). Разломная зона Лагарфлёт отделяет ее от остального поля выходов платобазальтов, где они нарушены молодыми разломами с образованием системы грабенов и горстов. Покровы базальта застывали в субэаральных условиях, налегают непосредственно один на другой или прослоены пирокластитами, аллювиальными и озерными осадками. На восток — вверх по моноклинали — мощность вулканических горизонтов уменьшается в среднем на 5% на милю (Walker, 1960) и они последовательно выклиниваются, начиная с относительно молодых. В результате наклон слоев убывает снизу вверх от 7—8° на уровне моря до 3—4° на отметках около 1000 м. Геометрическое построение с учетом выклинивания горизонтов показало, что первичная кровля эффузивной серии была почти горизонтальна и находилась на высоте около 1500 м над современным уровнем моря (профиль I на рис. 1). Этот вывод Дж. Уокера был подтвержден также наблюдениями над распределением вторичных, главным образом цеолитовых минералов. Минеральные зоны располагаются горизонтально и пересекают наклонную стратифи-

кацию базальтов. Предполагается, что они протягиваются параллельно первичной кровле эффузивной серии миоцена, верхи которой эродированы к настоящему времени не более чем на несколько сотен метров (профиль II на рис. 1). Восстановленная, таким образом, вертикальная мощность серии над уровнем моря не превышает 1,5 км, в то время как сумма максимальных мощностей для базальтовых покровов моноклинали Восточных фиордов достигает 10 км на широте мыса Герпир (Walker, 1959, 1960).

Если считать, что моноклиналильные серии миоценовых платобазальтов Восточной и Западной Исландии представляют собой два выклинивающихся крыла единого прогиба типа синеклизы, то вертикальная мощность толщи лав в центре прогиба должна измеряться многими километрами. В этом случае кровля «базальтового» слоя отсекает нижнюю часть прогиба, а соответствующую границу приходится трактовать как новообразование, связанное с метаморфизмом платобазальтов или инъецией в них более плотных интрузивных базальтоидов (Einarsson, 1965; Walker, 1975.). Другая модель, предложенная И. Гибсоном (Gibson, 1966<sub>2</sub>), основывается на признании первичной природы этой границы. Неглубокое залегание «гипотетического фундамента» он объясняет последовательным выклиниванием вулканических горизонтов не только вверх, но и на глубину. Предполагается, что линзовидные пачки платобазальтов налегают одна на другую подобно кровельной черепице. Такое строение базальтовой серии Восточной Исландии и нам представляется наиболее вероятным. Вертикальная мощность серии при этом может не превышать 4,5—5 км (см. ниже, рис. 6).

Вулканы риолитового состава размещены среди миоценовых платобазальтов Восточной Исландии спорадически. Это экструзивные и излившиеся риолиты, риолитовые туфы и игнимбриты, которые вместе с базальтами и подчиненным количеством дацитов и андезитов образуют линзовидные залежи мощностью до 1—2 км, связанные с извержениями центрального типа (Walker, 1963; Carmichael, 1964). Извержения риолитов, как правило, сопровождались компенсационными проседаниями с образованием вулканотектонических депрессий, несогласно перекрытых более высокими горизонтами платобазальтов.

### ДАЙКИ ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ

Вулканическая серия миоцена, слагающая Восточную Исландию, вмещает многочисленные базальтовые дайки, изучение которых начал еще Т. Тородсен (Thoroddsen, 1906)<sup>1</sup>. Преобладают параллельные линейные дайки большой протяженности, образующие региональную систему, которая прослеживается почти на 250 км: с севера на юг от мыса Дигранес до Беруфиордур и далее на юго-запад, где она косо срезается атлантическим побережьем. Эта система распадается на отдельные рои длиной до 40 км, шириной 6—9 км и более. В межроевых интервалах дайки сравнительно редки. Главные рои, оконтуренные к настоящему времени, изображены на рис. 2: рои Лодмундарфиордур, Тингмули, Брейддалур, Рейдарфиордур, Нордфиордур и Аульфтафиордур (III—VIII) показаны по литературным данным (Walker, 1959, 1963; Gibson et al., 1966), а рои Дигранес, Вопнафиордур и Каульфафельсфьодль (I, II, IX) — по данным автора. Так же, как и на ранее изученных шотландских территориях Британо-Арктической вулканической провинции, линейная система даек Восточной Исландии нарушена близ центров кислого вулканизма. При этом возникли сложные по рисунку локальные

<sup>1</sup> Породы этих даек соответствуют базальту по химическому составу, но в петрографическом отношении представлены преимущественно долеритами, порфировыми долеритами и реже собственно базальтами. В исландской геологической литературе используется собирательное название «базальтовые дайки».

дайковые поля, такие, как Ньярдвик, Тингмули и Брейдалур, где ориентировка пересекающихся базальтовых даек, в том числе конических и кольцевых, контролировалась, по-видимому, развитием вулканического аппарата центрального типа и проседанием вулкано-тектонической депрессии.

Мощности линейных даек однообразны в пределах всей системы. Измерение мощностей, проведенное автором в роях Дигранес, Вопнафиордур, Брейдалур, Стрейтисхорн, Аульфтафиордур, Каульфафельсфьодль и в межроевых интервалах (276 измерений), показало, что выводы Дж. Уокера (Walker, 1959), сделанные по 570 измерениям в районе Рейдар-фиорда, верны и для остальной территории Восточной Исландии (рис. 3). Максимум приходится на дайки мощностью от 1 до

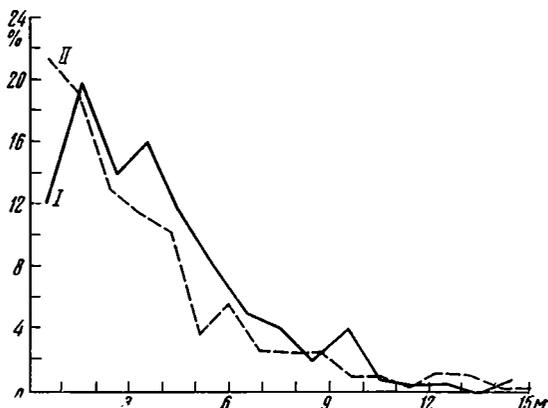


Рис. 3. Мощности базальтовых даек Восточной Исландии: I — по данным автора, 274 измерения для роев Дигранес, Вопнафиордур, Брейдалур, Стрейтисхорн, Аульфтафиордур, Каульфафельсфьодль и межроевых пространств; II — по данным Дж. Уокера (Walker, 1959), 570 измерений для района Рейдар-фиорда

2 м (20%), а для более мощных даек (вплоть до 15 м) частоты распределения убывают по параболе; 80% даек имеют мощность не больше 5 м, средняя мощность всех даек 3,5 м. Встречены единичные дайки мощностью до 20—22 м. Такая выдержанность мощностей свидетельствует об однотипности условий формирования даек для всей рассматриваемой области, поскольку величина раскрытия трещины при внедрении дайки зависит от вязкости расплава, разницы между давлением расплава и минимальным сжимающим напряжением во вмещающих породах, от их упругих свойств и расстояния до питающей магматической камеры.

В вертикальном сечении дайки прямолинейны или слегка извилисты. Описаны случаи, когда единая дайка расщепляется на две более тонкие, которые затем иногда снова соединяются. Дайки не оказывают заметного механического воздействия на вмещающие породы даже на тех участках, где пересекают прослои сравнительно податливых осадочных пород. Контакты нередко неровные. При этом наблюдается соответствие формы между противолежащими контактными поверхностями — дайка заполняет трещину, стенки которой совместились бы при их обратном сближении. Очевидно, что каждая дайка образовалась в условиях раздвига вмещающих пород. При проникновении магматического расплава вверх из одного базальтового покрова в другой иногда формировались осложняющие дайку ступенеобразные перегибы. Известны дайки, которые в крутом срезе распадаются на линзовидные звенья, расположенные некоем эшелонированно. Вероятно, в этих случаях внедрению сопутствовало некоторое вертикальное вмещение, но столь малое, что по вмещающим платобазальтам оно незаметно. Судя по структурному рисунку, относительно опущенным могло быть в одних случаях западное, в других — восточное крыло. Дж. Уокер (Walker, 1959) наблюдал дайки с небольшим сбросовым перемещением крыльев.

В плане дайки прямолинейны. Иногда заметен незначительный дугообразный изгиб. Встречаются единичные зигзагообразные дайки, внедрение которых контролировалось двумя системами вертикальных трещин разного простирания. Западнее Бударейри такая дайка мощностью до 15 м прослежена на 1,7 км. Она состоит из отрезков господствующего простирания (15—20° СВ) и относительно коротких диагональных отрезков (60—75° СВ), где мощность ее меньше. В ущелье Гейтхусаау, пересекающем один из диагональных отрезков, видно его полное выклинивание на глубине. Эта бескорневая диагональная перемычка возникла, вероятно, при горизонтальной инъекции из трещин главной системы. Сочетание тех же двух направлений автор наблюдал и в небольшой зигзагообразной дайке в верховьях Брейддалур. По-видимому, в подобных случаях внедрение происходило как по трещинам отрыва, так и по сопряженным с ними трещинам скальвания. Так же могут быть истолкованы описанные Дж. Уокером (Walker, 1959) дайки, вытянутые под углом около 50° к господствующему простиранию.

Строение роя линейных даек рассмотрим на примере района Вопнафиорда (рис. 4). Поперечные профили (2—8 в таблице), описанные автором в разных его частях, позволяют судить о неравномерности рас-

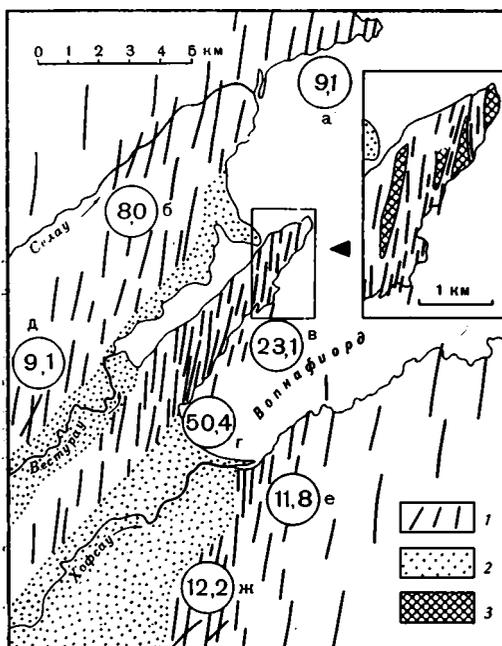


Рис. 4. Рой базальтовых даек Вопнафиордур:

1 — платобазальты и секущие их дайки (изображены условно); 2 — участки, закрытые рыхлыми отложениями; 3 — линзовидные останцы платобазальтов среди роя (показаны на врезке). Цифрами обозначена доля даек в процентах для разных частей роя: а — мыс Скёлскер; б — долина р. Селау; в — мыс Тангаспордур; г — южнее пос. Вопнафиордур; д — Льотсстадир; е — южный берег Вопна-фиорда; ж — Рефстадир (см. также таблицу)

предела даек, количество которых убывает от середины роя в продольном и в поперечном направлениях. Структура центральной части роя имеет линзовидный рисунок. Выклинивающиеся по простиранию блоки полого залегающих платобазальтов длиной до 1500 м и шириной до 150 м разделены дайковыми зонами, где такие же платобазальты рассечены многочисленными дайками. В местах пережима дайки, концентрирующиеся в пучки, несколько сближаются, а затем вновь постепенно расходятся. Вдоль некоторых трещин внедрение было многократным. Обнаружены пластинчатые пакеты даек общей мощностью до 65 м, почти лишенные клиньев вмещающих пород и насчитывающие до 13 даек, представленных несколькими петрографическими разновидностями базальтов. Там, где наблюдаются такие пакеты, доля даек в поперечном сечении резко возрастает. В одной из зон (II на рис. 5; 5 в таблице) дайки составляют 50,4%, что намного превышает максималь-

ные значения, известные ранее в Восточной Исландии (20% в районе Стафхейдарау, рой Брейддалур (Walker, 1963). На периферии роя дайки распределены равномернее. Усредненное значение доли даек в рое Вопнафиордур, вычисленное по семи профилям как среднее взвешенное арифметическое (с учетом строения роя), равно 8,3%.

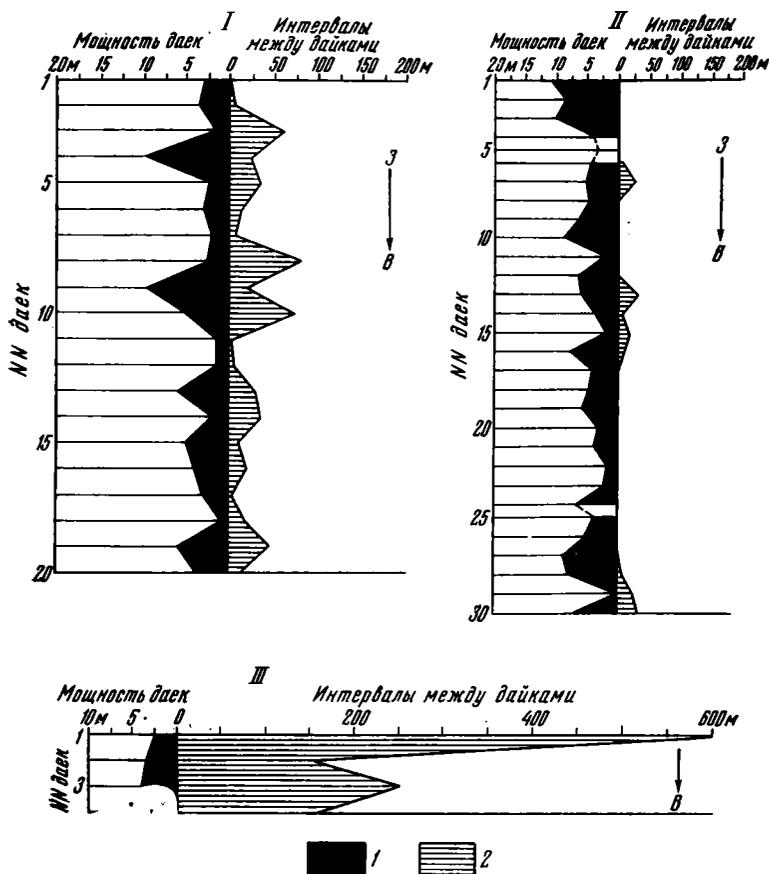


Рис. 5. Мощности и частота базальтовых даек среди миоценовых плато-базальтов Восточной Исландии. I — дайки роя Брейддалур, профиль на южном склоне г. Грснафедль, длина 575 м, доля даек 13,3%; II — дайки роя Вопнафиордур, профиль к югу от пос. Вопнафиордур, длина 328 м, доля даек 50,4%; III — дайки на пространстве между роями Брейддалур и Рейдарфиордур, профиль на южном берегу Рейдар-фиорда, длина 1164,5 м, доля даек 1,2%.

1 — мощности даек; 2 — интервалы между дайками

В профилях, пересекающих рой Дигранес, Брейддалур, Аульфтафиордур и Каульфафельсфьольд, дайки составляют от 3,5% до 13,3% (1, 9, 10, 11 в таблице; I на рис. 5). Описаны три профиля межроевых интервалов. На долю даек в них приходится 1,2—2,3% (12—14 в таблице; III на рис. 5). Эти данные хорошо соответствуют результатам измерений, проведенных ранее английскими геологами в районе роев Брейддалур, Рейдарфиордур, Нордфиордур и Аульфтафиордур (Walker, 1959, 1960, Gibson et al., 1966). В среднем для Восточной Исландии, судя по опубликованным материалам и данным автора, доля даек близ уровня моря определяется как 7% для роев и 1,5% для межроевых пространств. Более всего даек известно на широте мыса Герпир, где в профиле длиной около 70 км, пересекающем четыре роя, дайки составляют в среднем 4,7%.

Базальтовые дайки Восточной Исландии тесно связаны с вмещающими платобазальтами миоцена, похожи на них по петрографическим и петрохимическим признакам и, по-видимому, в большинстве случаев представляют собой заполнение эруптивных трещин. Этому не противоречит сравнение определений радиологического возраста даек (пока, к сожалению, единичных) и соответствующих платобазальтов. Изредка можно наблюдать непосредственное сочленение базальтового покрова и дайки (Walker, 1964). Никаких других подводящих каналов ареального

Доля даек среди плато-базальтов Восточной Исландии (на отметках 0—300 м над уровнем моря)

№ п.п	Профиль	Длина профиля в м	Доля даек (%)
1	Мыс Дигранес (рой Дигранес)	870	8,1
2	Мыс Скьёлскер (рой Вопнафиордур)	2002,5	9,1
3	Вдоль р. Селау (рой Вопнафиордур) <sup>1</sup>	870	8,0
4	Мыс Тангаспордур (рой Вопнафиордур)	398	23,1
5	Южнее пос. Вопнафиордур (рой Вопнафиордур)	328	50,4
6	Льотсстадир (рой Вопнафиордур)	600	9,1
7	Южный берег Вопна-фиорда (рой Вопнафиордур)	1000	11,8
8	Рефстадир (рой Вопнафиордур) <sup>1</sup>	700	12,2
9	Гренафедль (рой Брейддалур)	576	13,3
10	Берунес (рой Аульфтафиордур)	898,5	8,1
11	Каульфафельсдалур (рой Каульфафельсфьедль)	4000	3,5
12	Южный берег Вопна-фиорда (межроевой интервал)	1100	2,3
13	Южный берег Рейдар-фиорда (межроевой интервал)	1164,5	1,2
14	Гейтхелладалур (межроевой интервал) <sup>1</sup>	12500	1,2

<sup>1</sup> Профиль описан без полных промеров.

базальтового вулканизма нет. Моногенность современных трещинных излияний Исландии (Thorarinsson, 1969) позволяет предполагать, что и в прошлом каждое такое излияние завершалось кристаллизацией как эффузивного покрова, так и дайки. Значит, количество даек должно закономерно убывать в направлении первичной кровли эффузивной серии. Этот вопрос специально исследовал Дж. Уокер в районе Беруфиордура. Убывание доли даек и их числа, установленное при подъеме от уровня моря к водораздельным отметкам 1000—1100 м, экстраполировалось до ноля по линейной зависимости. Все 15 таких графиков показали полное выклинивание даек на отметках 1350—1650 м, т. е. именно там, где могла находиться кровля эффузивной серии (Walker, 1960). В условиях «черепитчатого» залегания базальтовых покровов с наклоном на запад, их возраст омолаживается в этом направлении. С востока на запад должно происходить и соответствующее омоложение даек.

Взаимная ориентировка даек и базальтовых покровов выдерживается с удивительным постоянством. Дайки перпендикулярны вмещающим платобазальтам и вместе с ними наклонены в направлении, поперечном рою. Преобладающие простирания даек и платобазальтов сходны и изменяются согласованно. На большей части территории они близки к меридиональным: 5—15° СВ в рое Дигранес; 0—20° СВ в рое Вопнафиордур и в северной части роя Брейддалур. К югу от 65° ю. ш. начинается поворот на юго-запад: около 20° СВ в сравнительно небольшом рое Стрейтисхорн, 15—40° в рое Аульфтафиордур и 45—65° СВ в рое Каульфафельсфьодль (см. рис. 2). Так же, как и моноклинальное залегание покровов, наклон даек должен был формироваться длительно — по мере излияния лав, проседания вулканогенного прогиба и отнесительной миграции его края.

Выклинивание даек к первичной кровле базальтовой серии позволяет предполагать, что в обратном направлении (ниже уровня моря) доля даек нарастает. Характер этого нарастания и его предельная величина не могут быть оценены однозначно. Г. Бодварсон и Дж. Уокер (Bodvarsson, Walker, 1964) исходят из расчета, что в среднем 1 дайка мощностью 3 м приходится на базальтовый покров мощностью 10 м и шириной 10 км, т. е. на 0,1 км<sup>2</sup> поперечного сечения эффузивной серии. Они полагают, что уже на глубине 2—4 км интрузивных базальтов (даек и силлов) становится настолько много, что происходит переход к плотностям третьего геофизического слоя. Согласно излагаемой гипотезе эффузивная серия может продолжаться и ниже. Тогда на глубине около 40 км дайки подойдут близко одна к другой, заполнив большую часть пространства.

И. Гибсон и Дж. Пайпер (Gibson, Piper, 1971) предложили иную модель распространения даек на глубине, учитывающую, в частности, роевое размещение даек. В отличие от почти линейной экстраполяции Бодварсона и Уокера была построена более сложная зависимость, основанная, однако, на двух произвольных предположениях: 1) сверху вниз ширина каждого роя даек быстро увеличивается; 2) на глубине 2—3 км, где сейчас прослеживается граница второго и третьего слоев земной коры, существовал некий критический уровень, обусловленный возможно, гидростатическим равновесием. Поскольку магма стремилась подняться только до этого уровня, почти все дайки выклинивались, и лишь небольшое количество их пробивалось выше, образуя рои. Так формировался подстилающий эффузивную серию третий слой коры, который, согласно гипотезе, полностью сложен дайками базальтоидов и габбро, внедрившимися в процессе спрединга.

Второе из указанных предположений схемы Гибсона и Пайпера (оно является определяющим) можно оценить с позиций гидравлики. Существование уровня гидростатического равновесия в 2—3 км от поверхности невозможно, так как плотность базальтовой магмы близка или даже меньше плотностей пород, залегающих под Исландией. Массовое выклинивание даек за счет уменьшения их мощности также маловероятно. При большой производительности магматического источника и слабых растягивающих напряжениях в земной коре, давление расплава, распирающее трещину гидроразрыва, мало убывает с высотой, и стенки трещины почти параллельны. Вследствие большой скорости распространения гидроразрыва охлаждение магмы при подъеме незначительно. Поэтому вязкие силы трения нарастают медленно, и их влияние на давление расплава невелико (Пэк, 1968; Попов, 1973). Геологические наблюдения в Восточной Исландии также свидетельствуют против рассматриваемой гипотезы. Обильное внедрение даек на глубине должно было сопровождаться образованием структур растяжения в вышележащих платобазальтах. Однако, по данным Дж. Уокера (Bodvarsson, Walker, 1964) и нашим наблюдениям, в них обнаруживаются лишь мелкие сбросы, суммарное горизонтальное смещение по которым не превышает 0,5—1% длины исследованных профилей.

Если считать, что в Восточной Исландии сейсмическая граница между вторым и третьим слоями земной коры отвечает подошве эффузивной серии, то можно предположить следующую схему распределения даек, которая находится в удовлетворительном соответствии с исходными данными. Линейное увеличение доли даек, установленное на отрезке от первичной кровли платобазальтов (поднятой до отметки около 1,5 км) до уровня моря, экстраполируется ниже вплоть до подошвы эффузивной серии, т. е. до глубин 2,5—3 км. Обозначим линейную зависимость величины  $d$  (доля даек в процентах) от величины  $h$  (расстояние от первичной кровли эффузивной серии в километрах):  $d = Kh$ , где  $K$  — коэффициент

разрастания земной коры посредством внедрения даек. Принимая, что на уровне моря (на расстоянии 1,5 км от первичной кровли) доля даек равна в среднем 7% для роев и 1,5% для межроевых интервалов, получим соответствующие значения коэффициента разрастания.  $K_p = 4,7$ ;  $K_{\text{вт}} = 1$ . Тогда у подошвы эффузивной серии в 2,5—3 км ниже уровня моря доля даек в роях составит 19—21%, а в межроевых интервалах 4—4,5%. Глубже, где дайки пронизывают породы фундамента, нарастание их мощности и числа должно быть незначительным вплоть до магматического источника.

### ВНЕДРЕНИЕ ДАЕК, ВУЛКАНИЗМ И РАЗРАСТАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассматриваемая линейная система параллельных базальтовых даек проходит вдоль всей Восточной Исландии, скрываясь на севере и на юго-западе под водами океана. Поскольку трещины гидроразрыва развиваются перпендикулярно минимальному сжимающему напряжению, формирование этой системы даек — свидетельство длительного регионального растяжения земной коры. Ось растяжения проходила в горизонтальной плоскости почти широтно, а к югу от шестьдесят пятой параллели постепенно поворачивала на юго-восток. Судя по современному глубинному строению Исландии, смещение земной коры по мере раздвига вероятно облегчалось наличием под ней подушки вещества с пониженной вязкостью. Не исключено, что в пределах последней зарождались и сами растягивающие напряжения (Артюшков, 1972).

Нет оснований связывать образование того или иного роя даек с поперечным изгибом земной коры. Только рой Воннафиордур ассоциирует с флексурой, которая протянулась меридионально вдоль края неовулканической зоны (Saemundsson, 1974), но формирование этой флексуры произошло в конце плиоцена, значительно позже внедрения даек. Нет и эшелонированного расположения даек, которое могло бы указывать на местное растяжение земной коры в условиях сдвига по разломам, как это предполагает Тр. Эйнарссон для неовулканических зон (Einarsson, 1968).

Какова суммарная величина раздвига, порожденного региональным растяжением и внедрением даек? Для 500 км полного пересечения Исландии на уровне моря, где вскрыты породы с возрастом до 16 млн. лет, Г. Бодварсон и Дж. Уокер (Bovarsson, Walker, 1964) определили ее как 19 км. Гораздо большие величины (250 и 400 км), нередко цитируемые в литературе, были предложены этими исследователями как чисто условные оценки, полученные для кайнозоя в целом (около 65 млн. лет), исходя из современного среднегодового объема продуктов вулканизма Исландии. Построения И. Гибсона и Дж. Пайпера (Gibson, Piper, 1971) дали скорость раздвига около 1 см/год — такую же, как и скорости, полученные для более позднего времени по полосовым магнитным полям к югу и северу от Исландии на подводных хребтах Рейкьянес и Колбейнси (Talwani et al., 1971; Vogt et al., 1970). Выше было показано, что эти построения основаны на априорном предположении, что на глубине нескольких километров любая часть Исландии сложена дайками на всю свою ширину. Попытаемся рассмотреть последовательность, величину и скорость разрастания земной коры Восточной Исландии с учетом пространственного распределения даек и строения эффузивной серии.

Непосредственная связь между внедрением даек и излиянием платобазальтов подразумевает закономерные соотношения между роями даек и крупными вулканическими линзами, слагающими эффузивную серию миоцена. Если рой даек намечает линейную зону проницаемости земной коры, функционировавшую некоторый отрезок времени, то накопившиеся над ней вулканы составят линзовидное тело, вытянутое вдоль зоны проницаемости и выклинивающееся в боковых направлениях. Впервые на это обратил внимание Дж. Уокер применительно к Британо-Арк-

тической провинции в целом (Walker, 1960). В дальнейшем вероятность линзовидного строения была показана как для миоценовой серии Восточной Исландии, так и для заполнения неовулканических зон (Gibson, 1966; Saemundsson, 1974). Формирование эффузивной линзы при одновременном прогибании субстрата и его раздвиге внедряющимися дайками наглядно иллюстрировали Г. Бодварсон и Дж. Уокер (Bodvarsson, Walker, 1964), а кинематику этого процесса проанализировал Г. Паульмассон (Palmason, 1973).

Давно замечено, что в Исландии, как и на севере Британских островов, риолитовые комплексы размещаются обычно на оси роя базальтовых даек (Walker, 1964, 1966). По-видимому, они находятся в средней части эффузивной линзы (рис. 6). Внедрение и извержение риолитов

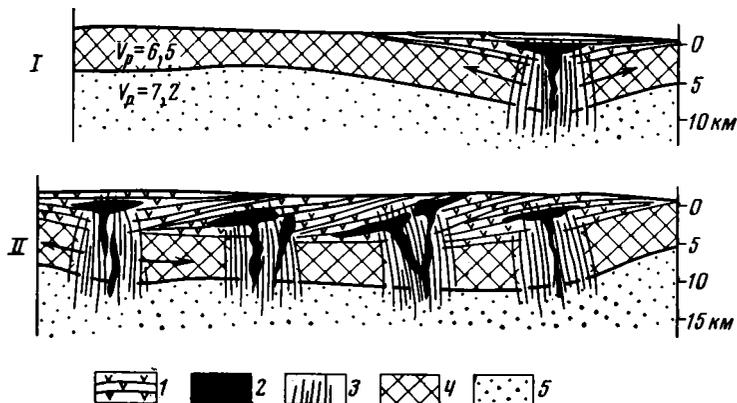


Рис. 6. Формирование дайковых роев и эффузивной серии миоцена Восточной Исландии в условиях растяжения земной коры и последовательного смещения зоны проницаемости, согласно схеме И. Гибсона, с дополнениями.

1 — платобазальты; 2 — риолитовые комплексы центрального типа; 3 — рой базальтовых даек; 4 — породы субстрата («базальтовый» слой современной земной коры); 5 — слой пониженной вязкости, область питания базальтовых даек

осуществлялось, как правило, через аппарат центрального типа, что объясняется высокой вязкостью расплава (на один или несколько порядков выше, чем для базальтов) и его высокой explosивностью. Такая вязкость затрудняет формирование гидроразрыва (Пэк, 1968). И действительно, дайки риолитов редки, их мощность, по данным Дж. Уокера, достигает в среднем 15 м. Они внедрялись, вероятно, в тех случаях, когда риолитовая магма могла использовать уже готовую плоскую трещину. В частности, инъецировался вертикальный контакт более ранних базальтовых даек, и в результате возникала сложная риолитово-базальтовая «дайка». По нашим наблюдениям именно так образовалась, по-видимому, «сложная дайка» Стрейтисхорн близ Брейддалсвика. Существует и иное мнение, что в этом и других подобных случаях риолитовая магма инъецировала еще не застывшую середину базальтовой дайки (Walker, 1966; Gunn, Watkinson, 1969).

Таким образом, эффузивная серия Восточной Исландии может быть условно расчленена на крупные линзовидные единицы мощностью до 3 км и более, каждая из которых сложена платобазальтами, сопровождается роем даек и заключает один или несколько риолитовых комплексов центрального типа. В наиболее полном поперечном профиле, охватывающем возрастную интервал 13—9 млн. лет, укладывается четыре таких единицы, связанных с дайковыми роями Нордфиордур, Рейдарфиордур, Брейддалур и Тингмули. Следовательно, время формирования

каждой единицы (и каждого роя даек) около 1 млн. лет. К такому же выводу пришли И. Гибсон и Дж. Пайпер (Gibson, Piper, 1971). Внедрение даек в течение этого времени идет, по-видимому, последовательно. Одновременной инъекции сближенных параллельных даек должен препятствовать ореол сжимающих напряжений, порождаемый первой же трещиной гидроразрыва, который затем постепенно снимается региональным растяжением (Попов, 1973).

Заложение и развитие зоны проницаемости обеспечивало подъем магмы сквозь консолидированный «базальтовый» слой земной коры, служивший субстратом эффузивной серии. Судя по однообразию последней, напластование платобазальтов сопровождалось весьма совершенной изостатической компенсацией (см. рис. 6, I). Функционирование зоны проницаемости могло способствовать и зарождению локального очага риолитовой магмы. О ее родстве с базальтами Исландии говорят такие геохимические данные, как соотношение изотопов стронция (Morobath, Walker, 1965), гелия (В. И. Герасимовский, устное сообщение) и изотопный состав свинца (Welke et al., 1968). Разгрузка очага на поверхность давала риолитовый комплекс центрального типа. Относительное смещение зоны проницаемости путем ее отмирания и заложения на новом месте определяло волнообразную миграцию вулканического прогиба вдоль оси регионального растяжения (см. рис. 6, II). В ходе неравномерного опускания платобазальты, а вместе с ними и дайки приобрели свойственный им наклон. За взятый отрезок времени такое смещение было в Восточной Исландии однонаправленным и шло на запад. Вполне вероятно, однако, что общая картина латеральной миграции зон проницаемости (в рамках всего срединно-океанического пояса и за длительный срок) была более сложной.

Как следует из изложенного, при оценке разрастания земной коры рассматриваемой области целесообразно исходить из параметров отдельных зон проницаемости. На уровне моря, где средняя доля даек в роях составляет 7%, а в межроевых интервалах 1,5%, их суммарная мощность близка к 0,6 км в одном рое и 0,15 км в одном условном интервале. Тогда у подошвы эффузивной серии (на глубине 2,5—3 км), где доля даек определяется как 19—21% в роях и 4—4,5% в интервалах, суммарные мощности увеличиваются до 1,6—1,8 и 0,4 км соответственно. При продолжительности формирования роя в 1 млн. лет получим скорость разрастания в одной зоне проницаемости вместе со смежными половинами межроевых интервалов около 2 мм/год. Если на полном исландском пересечении<sup>1</sup> миоценового пояса базальтового вулканизма существовало несколько зон проницаемости (как это наблюдается сейчас), то общая скорость разрастания земной коры для всего пояса должна определяться как сумма.

Рой даек выклиниваются по простиранию, и их количество на разных профилях может быть различным (см. рис. 2). Весьма вероятно поэтому, что соответствующее разрастание было неравномерным, а его максимум смещался вдоль активного пояса (Walker, 1975<sub>2</sub>).

Наличие на глубине жидкой магмы коренным образом меняет условия реализации региональных растягивающих напряжений, примененных к земной коре. В этом случае возможно разрастание коры за счет множества параллельных гидроразрывов, в каждом из которых нагнетание магматического расплава порождает расклинивающий эффект, ведущий к раздвигу вмещающих пород. Внедрение базальтовых даек Исландии и связанный с ним трещинный вулканизм служат ярким при-

<sup>1</sup> Отметим, что в Западной Исландии система линейных базальтовых даек, по-видимому, реже, чем в Восточной. Рой известны на п-ове Вестфирдир (рой Кроксфиордур, доля даек 5—10%, Hald et al., 1971) и близ Сиглуфиордура (рой Страукафьяльд, доля даек 15,5%; Finarsson, 1967).

мером подобных соотношений. Как отмечал еще Э. Андерсон (Anderson, 1942), магматическая подстилка инъецируемой дайками части земной коры, вероятно, придает ей необходимую свободу горизонтального скольжения.

Если базальтовые дайки Исландии образовались как один из элементов внутриокеанического подвижного пояса, то некоторые другие крупные системы линейных даек, такие, как Восточно-Гренландская (Wager, Deeg, 1938), Шотландская (Richey, 1939), Пенвел в Западном Индостане, Лебомбо в Мозамбике (Gibson, 1966), являются окраинно-океаническими. Подобные же системы известны в Байкальской и некоторых других внутриконтинентальных областях рифтогенеза, а также в складчатых областях, в том числе в Тянь-Шане (Торшин, 1961), Алтае (Богданова, 1960), Большом Кавказе (Андреев, 1945). Исключительные по своей насыщенности и мощности «пластинчатые» (sheeted) дайковые комплексы известны среди офиолитов, в частности в Горном Омане (Reinhardt, 1969), на Кипре (Gass, 1968), на Урале (Кориневский, Костик, 1974). Таким образом, крупные системы линейных даек возникали в разных геологических обстановках, на фоне разных тектонических процессов — всюду, где создавалась главная предпосылка их образования: региональное растяжение земной коры в сочетании с подстилающим ее источником жидкой магмы, чаще всего базальтовой.

#### Литература

- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 2.
- Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1972, № 8.
- Баскина В. А. О тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Белюсов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.
- Богданова К. Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы.— Мат. ВСЕГЕИ, вып. 33, 1960.
- Желтов Ю. П. Деформации горных пород. М., «Недра», 1966.
- Зверев С. М., Косминская И. П., Красильщикова Г. А., Михота Г. Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (ИАСИ-72).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.
- Коптева В. В., Щерба И. Г. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклиория.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.
- Кориневский В. Г., Костик Г. А. Западномугоджарская экскурсия (офиолитовые комплексы).— Путеводитель геол. экскурсий III Уральского петрографического совещ. Свердловск, 1974.
- Попов В. С. К механике внедрения маломощных даек и силлов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10.
- Лэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
- Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы.— В сб.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972.
- Торшин Н. С. Дайковый пояс северного склона Туркестанского хребта.— Информац. сб. ВСЕГЕИ, № 46, 1961.
- Anderson E. M. Dynamics of faulting and dyke formation. Edinburgh—London, 1942.
- Bodvarsson G., Walker G. P. L. Crustal drift in Iceland.— Royal Astron. Soc. Geophys. J., 1964, v. 8, No. 3.
- Carmichael I. S. E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland.— J. Petrology, 1964, v. 5, No. 1—3.
- Dearnley R. A contribution to the geology of Lodmundarfjörður.— Acta natur. islandica, 1954, v. 1, No. 9.
- Decker R. W. Rifting in Iceland, relevant geodetic research.— Rep. No. 5, Commiss. Geodyn., Working gr. 4 meeting in Reykjavik 1973. Paris, 1974.
- Einarsson Th. Discussion in «Iceland and Mid-Ocean Ridges», 1967, p. 49.
- Einarsson Tr. Remarks on crustal structure in Iceland.— Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 1965, v. 10.
- Einarsson Tr. Submarine ridges as an effect of stress fields.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 24.
- Gass I. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of mesozoic ocean floor? — Nature, 1968, v. 220, No. 5162.
- Gibson I. L. Crustal flexures and flood basalts.— Tectonophysics, 1966, v. 3, No. 5.

- Gibson I. L.* The crustal structure of eastern Iceland.—*Roy. Astron. Soc. Geophys.*, J., 1966, v. 12.
- Gibson I. L., Kinsman D. J. J., Walker G. P. L.* Geology of the Faskrudsfjörður area, Eastern Iceland.—*Greinar*, 1966, v. 4, No. 2.
- Gibson I. L., Piper J. D. A.* Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, pp. 41—49.
- Gunn B. M., Watkinson N. D.* The petrochemical effects of the simultaneous cooling of adjoining basaltic and rhyolitic magmas.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, No. 3.
- Hald N., Noe-Nygaard A., Pedersen A. K.* The Króksfjörður central volcano in North-West Iceland.—*Acta natur. islandica*, 1971, v. 2, No. 10.
- Hermance J. F., Grillo L. R.* Constraints on temperatures beneath Iceland from magnetotelluric data.—*Phys. Earth and Planetary Interiors*, 1974, v. 8.
- Hubbert M. K., Willis D. G.* Mechanics of hydraulic fracturing.—*J. Petrol. Techn.*, 1957, v. 9, No. 6.
- Iceland and Mid-Ocean Ridges. Reykjavik, 1967.
- Jónsson J.* Outline of the geology of the Hornafjörður region.—*Geogr. Ann.*, 1954, v. 36.
- Jux U.* Zur Geologie des Vopnafjord-Gebietes in Nordost-Island.—*Geologie*, 1960, Bd<sup>o</sup> 9, Beiheft 28.
- Matthews D. H., Bath J.* Formation of magnetic anomaly pattern of Mid-Atlantic ridge.—*Roy. Astron. Soc. Geophys.*, J., 1967, v. 13.
- Moorbath S., Walker G. P. L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland.—*Nature*, 1965, v. 207.
- Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R.* K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland.—*Earth and Planetary Sci. Letters*, 1968, v. 4.
- Nakamura K.* En echelon features of Icelandic ground fissures.—*Acta natur. islandica*, 1970, v. 2, No. 8.
- Pálmason G.* Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone with application to Iceland.—*Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 1973, v. 33.
- Pálmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.—*Annual Rev. Earth and Planetary Sci.*, 1974, v. 2.
- Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline.—*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 1969, Bd. 49, No. 1.
- Richey J. E.* The dykes of Scotland.—*Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1939, v. 13, pt. 4.
- Robson G. R., Barr K. G.* The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body.—*Bull. volcanologique*, 1964, v. 27.
- Rutten M. G.* Iceland and Mid-oceanic ridges.—*Marine Geophys. Res.*, 1971, v. 1.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rift zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, No. 4.
- Schäfer K.* Transform faults in Iceland.—*Geol. Rundschau*, 1972, Bd 61, Heft 3.
- Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G.* Reykjanes ridge crest. A detailed geophysical study.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 2.
- Thorarinsson S.* The Lakagigar Eruption of 1783.—*Bull. volcanologique*, 1969, v. 33, No. 3.
- Thoroddsen Th.* Island, Grundris der Geographie und Geologie.—*Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsband, Heft 152—153*, Gotha, 1906.
- Vogt P. R., Ostenso N. A., Johnson G. L.* Magnetic and bathimetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland.—*J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 5.
- Wager L. R., Deer W. A.* A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland.—*Geol. Mag.*, 1938, v. 75.
- Walker G. P. L.* Geology of the Reydarfjörður area, Eastern Iceland.—*Geol. Soc. London Quart. J.*, 1959, v. 114.
- Walker G. P. L.* Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland.—*J. Geol.*, 1960, v. 68.
- Walker G. P. L.* The Breiddalur central volcano, eastern Iceland.—*Geol. Soc. London Quart. J.*, 1963, v. 119.
- Walker G. P. L.* Geological investigations in Eastern Iceland.—*Bull. volcanologique*, 1964, v. 27.
- Walker G. P. L.* Acid volcanic rocks in Iceland.—*Bull. volcanologique*, 1966, v. 29.
- Walker G. P. L.* Intrusive sheet swarms and the identity of crustal layer 3 in Iceland.—*J. Geol. Soc. London*, 1975, v. 131, part 2.
- Walker G. P. L.* Excess spreading axes and spreading rate in Iceland. *Nature*, 1975, v. 255, No. 5508.
- Ward P. L.* New interpretation of geology of Iceland.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, No. 11.
- Welke H., Moorbath S., Cumming G. L., Sigurdsson H.* Lead isotope studies on igneous rocks from Iceland.—*Earth and Planetary Sci. Letters*, 1968, v. 4.

УДК 551.242.23(491.1)

В. Г. ТРИФОНОВ

**ПРОБЛЕМЫ СПРЕДИНГА ИСЛАНДИИ  
(МЕХАНИЗМ РАСТЯЖЕНИЯ)**

Северная часть Срединно-Исландской неовулканической зоны представляет собой рифт, который развивается с верхнего или конца нижнего плиоцена поныне. Изучение молодых (голоцен-позднеплейстоценовых) деформаций рифта помогает выяснить механизм его растяжения. Допозднеплейстоценовая структура рифта оказывается тождественной молодой. Раздвижение рифта происходит благодаря образованию все новых сбросо-раздвигов, грабенов и трещин растяжения, в значительной мере используемых магматическим материалом для извержения на поверхность. Растяжение охватывает полосу шириной в несколько десятков километров, но в пределах такой полосы реализуется преимущественно в пучках интенсивных деформаций. Края рифта расходятся в стороны от полосы растяжения, но между отдельными пучками могут длительное время сохраняться на месте блоки древних вулканических пород и древней коры.

Все более возрастающий в последние годы интерес к геологии Исландии связан с общим повышением интереса к геологии океанов и вызван тем, что Исландия находится на продолжении срединно-океанической рифтовой системы. Это определяет важнейшую задачу геологических исследований в Исландии — поиски наземного выражения рифта и выяснение на его примере особенностей строения, развития и механизма образования океанических рифтовых структур.

Геологическое изучение Исландии обязано трудам Г. Кьяртанссона, Тр. Эйнарссона, С. Тораринссона, Г. Уокера, Р. ван Беммелена и М. Рутена, Г. Сигвалдссона, К. Саймундссона, Тор. Эйнарссона и многих других ученых. На русском языке первое целостное геологическое описание острова сделал М. В. Муратов (1961). Важнейшие результаты выполненных исследований суммированы в недавно опубликованной сводке (Palmason, Saemundsson, 1974), поэтому здесь нет нужды их подробно анализировать. Ограничимся кратким обзором состояния проблемы.

Исландия сложена вулканическими породами и в меньшей степени продуктами их ледниковой и водной переработки. Древнейшие вулканические образования имеют радиологический возраст 18 млн. лет (предположительно) и 16 млн. лет (достоверно). Растительные остатки, найденные в древнейших слоях, М. А. Ахметьев предварительно определил (устное сообщение) как позднеолигоценовые — раннемиоценовые. Вулканическая деятельность продолжается до сих пор. Раньше предполагалось, что в интервале времени примерно между 10 млн. лет и 3 млн. лет тому назад был перерыв в накоплении вулканических продуктов, отвечающий эпохе планации. Сейчас найдены вулканические серии, отвечающие времени этого предполагавшегося по радиологическим датировкам перерыва. Непрерывность породообразования, по мнению М. А. Ахметьева, может быть подтверждена и особенностями эволюции ископаемой флоры. По-видимому, начиная с миоцена вулканическая деятельность происходила в Исландии без значительных перерывов, хотя зоны вулка-

низма разных эпох могли и не совпадать территориально (Saemundsson, 1974). Среди вулканических пород резко преобладают лавы и вулканогенно-осадочные толщи базальтового состава (более 90%). За исключением крайних северной и южной частей острова, вулканизм и накопление вулканических продуктов происходили в континентальных условиях, как наземных, так и подводных.

В основе структурного районирования Исландии лежит разделение на область распространения третичных платобазальтов и области накопления позднеплиоценовых и четвертичных вулканитов — неовулканические зоны. Крупнейшей среди них является Срединно-Исландская неовулканическая зона, раздваивающаяся на юге страны (рис. 1).

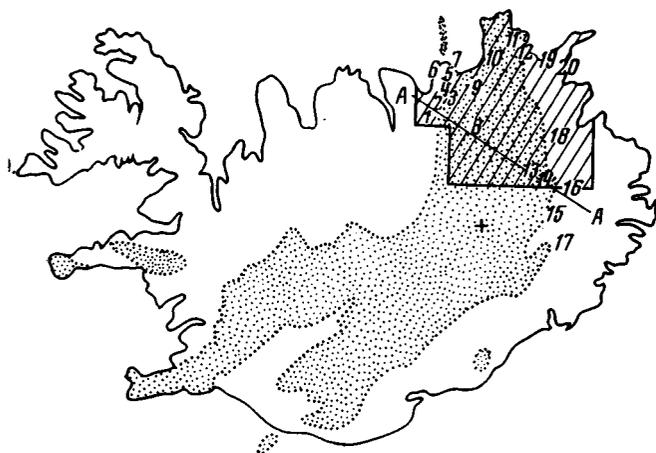


Рис. 1. Схема расположения неовулканических зон Исландии (показаны точечным крапом). Заштрихованный контур — область, изображенная на рис. 2; А—А — линия профиля рис. 3. Цифрами обозначены номера и местоположение стратиграфических разрезов, изображенных на рис. 4 и 5; + — центральный вулкан района Аскья

Уже в первых работах по геологии Исландии отмечались особенности структуры Срединно-Исландской зоны, указывающие на ее формирование в условиях растяжения: зияющие трещины, кратерные цепи, грабены, вытянутые по простиранию зоны (Nielsen, 1929). Дж. Уокер (Bodvarsson, Walker, 1964), считая внедрение даек главным отражением явлений растяжения земной коры в Исландии и рассматривая современные зияющие трещины в качестве поверхностного выражения даек, не достигших поверхности, определяет среднюю скорость растяжения Исландии около 6 мм/год. По мнению С. Тораринссона (1970), также произведшего подобный подсчет, скорость голоценового растяжения достигает 1—2 см/год.

Дж. Уокер, проводивший детальные исследования третичных платобазальтов на востоке Исландии (Walker, 1959, 1960, 1965), и И. Гибсон (Gibson, Piper, 1972) обосновали вывод о сокращении мощности и выклинивании лавовых потоков и базальтовых серий по мере удаления от неовулканической зоны и о последовательном прислонении более молодых потоков и серий к более древним. Принимая ширину зоны вулканических извержений примерно постоянной в разные эпохи, эти авторы считают такие особенности геологического строения платобазальтов связанными с длительно происходившим раздвижением. Г. Бодварссон и особенно Г. Палмассон произвели всестороннее изучение глубинного строения и теплового потока Исландии. По мнению Г. Палмассона (Palmason, Saemundsson, 1974), полученные данные свидетельствуют также о раздвижении земной коры примерно поперек простирания Срединно-Исландской зоны.

Однако не все исследователи разделяют такую точку зрения. В. А. Баскина (1972) и М. Г. Руттен (Rutten, 1971) отмечают блоковое строение Исландии и придают решающее значение вертикальным движениям земной коры. Р. В. ван Беммелен и М. Г. Руттен (Bemmelen, Rutten, 1955), признавая явления растяжения в неовулканической зоне, считают их результатом сводового воздымания острова. Тр. Эйнарссон (Tr. Einarsson, 1967), обратив внимание на эшелонированное строение многих открытых трещин, образующих в разных частях неовулканической зоны правые кулисные ряды, связал это явление с праводвиговыми смещениями вдоль зоны. Особенности залегания третичных платобазальтов Тр. Эйнарссон объясняет процессами складчатости и планации, происходившими между эпохами формирования платобазальтов и пород неовулканической зоны.

То особое значение, которое имеет Исландия для познания природы океанических рифтовых систем, и упомянутые противоречия в трактовке геологического строения острова побудили Академию наук СССР организовать изучение геологии Исландии с использованием комплекса геологических, геофизических, геохимических и гидрогеологических методов. Исландская экспедиция под руководством члена-корр. АН СССР В. В. Белоусова проводила исследования с 1971 по 1973 г. Автор в составе этой экспедиции изучал геологическое строение Срединно-Исландской неовулканической зоны. Ниже на основе данных, полученных о северной, относительно просто построенной части зоны, сделана попытка уточнить особенности пространственных и временных проявлений тектонических движений и природу этой структуры. Представляется целесообразным начать рассмотрение геологии зоны с анализа наиболее хорошо сохранившихся и доступных для изучения голоценовых и позднплейстоценовых нарушений и структурных форм, а затем сравнить их с более древними образованиями неовулканической зоны.

#### ГОЛОЦЕНОВЫЕ И ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В осевой части Срединно-Исландской зоны (рис. 2, 3) широко распространены продольные (субмеридиональные) голоценовые тектонические нарушения типа трещин растяжения (раздвигов), сбросов и сбросо-раздвигов.

Зияющие трещины растяжения с неровными «рваными» краями и обычно полузасыпанным дном иногда протягиваются непрерывно на расстояния до первых километров, а чаще разделены на отдельные отрезки протяженностью до сотен метров. Характерны сочетания нескольких трещин, ветвящихся и надстраивающих одна другую. Ширина зияния от десятков сантиметров до первых десятков метров. В последнем случае величина зияния обычно превышает величину растяжения при образовании трещины, возрастая от обрушения со стенок последней более или менее крупных блоков и обломков пород, разобщенных мелкими трещинами, простирающимися вдоль основного нарушения. Именно эти обломки, осыпаясь в трещину, уменьшают ее глубину.

Сбросы выражены уступами, вдоль которых происходит обрушение обломков пород поднятого крыла. Последнее затрудняет определение наклона сместителя. В тех случаях, когда сместитель хорошо выражен, он достаточно крут и нередко приближается к  $90^\circ$ . Амплитуда голоценовых сбросов, измеренная по смещениям поверхностей голоценовых лавовых потоков, обычно не превышает нескольких метров. Вдоль одного из разрывов западнее Тейстарейкира (восточный обрыв горы Кистуфедль) зафиксировано опускание по сбросу восточной части позднплейстоценовой троговой долины на величину до 50 м. Сбросы обычно сопровождаются раздвигами по основному сместителю и по мелким трещинам, простирающимся вдоль него. Вероятно, именно с таким раздви-

ганием связано формирование весьма типичного для рассматриваемого района парагенеза структур в виде небольшого встречного сброса и заключенного между ним и основным сбросом протяженного грабена шириной до 20—30 м. Под действием эрозии грабен нередко теряет морфологическую определенность и превращается в узкую ложбину в сбросовой части опущенного крыла. Обычно удается наблюдать все стадии этого изменения.

Вдоль некоторых разрывов помимо раздвигания и сбросовых подвижек можно предполагать и правосдвиговые перемещения. На них указывают резкие искривления тех редких оврагов, которые не следуют вдоль продольных нарушений зоны, а пересечены ими. В 1,1 км юго-западнее выс. 570 м на хребте Далтьядль правосдвиговое смещение оврага примерно на 12 м сочетается с опусканием восточного крыла на 9 м. В 2, 3 км северо-западнее сел. Рейкьяхлид при опускании западного крыла разрыва на 13 м правосдвиговое смещение близко к 5 м.

Продольные раздвиги, сбросы, сбросо-раздвиги и сбросо-сдвиги, как справедливо отметил К. Саймундссон (Saemundsson, 1974), группируются в пределах неовулканической зоны в несколько пучков интенсивных линейных деформаций, разделенных участками, где подобные нарушения сравнительно редки. Автор выделяет 4 главных пучка: Восточный Тьорнес — Виндбелгьярфьядль, Асхейди — Блафьядль, Бликалон — Свейнагья, Хроссаборг — Аскья.

Специфическую группу голоценовых структурных форм образуют вулканические постройки трех типов: крупные центральные вулканы, щитовые вулканы и зоны трещинных извержений. Два последних типа вулканов в рассматриваемом районе представлены базальтовыми излияниями. Исключение составляет дацитовый вулкан в цепи кратеров севернее Лудента. В вулканах центрального типа наряду с излияниями базальтов происходили извержения материала кислого и среднего состава.

К числу центральных вулканов относятся постройки районов Аскьи (Sigvaldason, 1964, 1968) и Краблы (Saemundsson, 1974). В отличие от щитовых вулканов и зон трещинных излияний они характеризуются длительным развитием, продолжающимися поныне извержениями и термальными проявлениями. Если первые следы развития структуры Аскьи относятся к позднему плейстоцену, то структура Краблы начала развиваться по меньшей мере с конца среднего плейстоцена. Для них характерны кольцевые обрушения, причем в районе Аскьи различается несколько таких колец. К. Саймундссон (Saemundsson, 1971, 1974) считает, что подобные центральные вулканы приурочены к срединным частям пучков линейных нарушений, где интенсивность последних особенно велика. Обращает внимание, однако, что есть пучки, с которыми не связаны центральные вулканы. Вместе с тем на центральных вулканах и рядом с ними появляются нарушения, ориентированные косо к простиранию неовулканической зоны. Они относительно редки, но характерны, и вдоль одного из них расположена, в частности, цепь вулканических аппаратов извержения Аскьи 1961 г. Возможно, пересечение разрывов разных направлений также играет определенную роль в локализации центральных вулканов (Ward, 1971).

Щитовые вулканы до 10 км в поперечнике и высотой до первых сотен метров имеют один или несколько небольших котлообразных вершинных кратеров. Если кратеров несколько, то линейности в их расположении не отмечается. Иногда в пределах одного кратера различается несколько вложенных одно в другое углублений (Тейстарейкья-бунга).

Зоны трещинных излияний обычно выражены цепями шлаковых конусов с котлообразными кратерами посередине. Морфология цепей варьирует от отдельных конусов, расположенных на одной линии (Лудент и севернее), до небольшого двойного хребта, осевое понижение которого

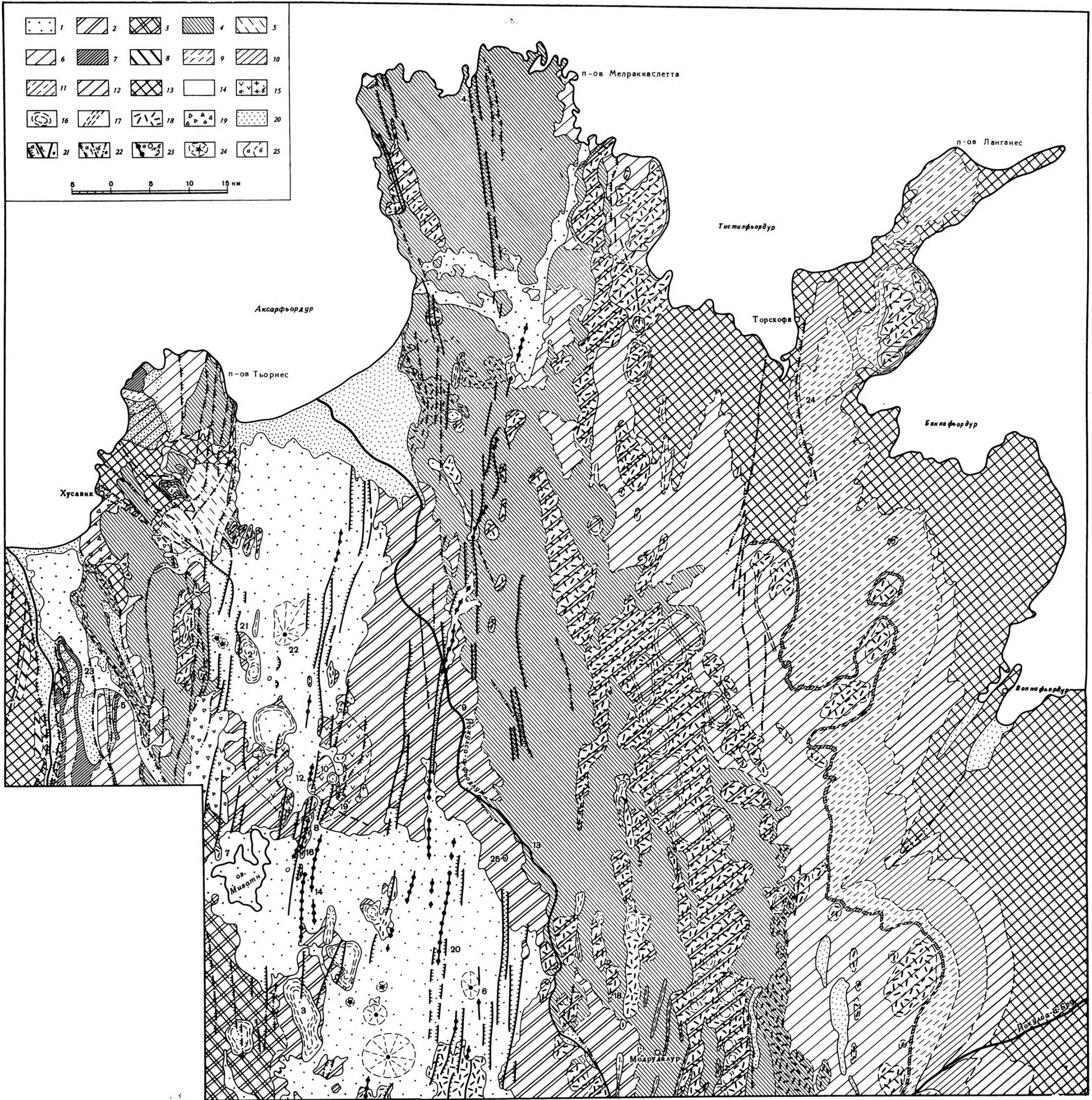


Рис. 2. Геологическая карта северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны. Составил В. Г. Трифонов при участии Ю. Б. Гладенкова по литературным материалам (Тг. Einarsson, 1962, 1965, 1968, 1971; Th. Einarsson, 1968; Thorarinsson, 1960 Wensink, 1964; Gudmundsson, et al., 1971; Saemundsson, 1974), данным М. А. Ахматова и личным наблюдениям.

1—13 — стратиграфические обозначения 1 — голоцен и верхний плейстоцен, 2 — средний плейстоцен, 3 — нижний и средний плейстоцен, нерасчлененные, 4 — нижний плейстоцен, 5 — нижний плейстоцен и эоплейстоцен, нерасчлененные, 6 — эоплейстоцен, 7 — образования палеомагнитного эпизода Гилса, 8 — эоплейстоцен и верхний плиоцен, нерасчлененные, 9 — верхний плиоцен, образования палеомагнитной эпохи Матуяма, 10 — верхний плиоцен, образования палеомагнитной эпохи Гаусса, 11 — верхний плиоцен нерасчлененный, 12 — нижний плиоцен; 13 — миоцен; 14—20 — литологические обозначения: 14 — базальты, 15 — вулканические породы смешанного состава (а) и кислые экструзии (б), 16—18 — формация Моберг: 16 — столовые горы, 17 — вулканические хребты, 18 — постройки неопределенной или сложной формы, 19 — тиллиты, 20 — прочие терригенные породы; 21—25 — структурные обозначения: 21 — голоценовые разрывы: а — сбросы, б — сдвиги, в — трещины растяжения, 22 — плейстоценовые разрывы: а — сбросы, б — сдвиги, в — разрывы с неизвестным направлением перемещения (пунктир с точкой — достоверные разрывы, пунктир с двумя точками — предполагаемые), 23 — магмоподводящие трещины (а) и одиночные вулканы (б) голоцена, 24 — щитовые вулканы голоцена, 25 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые. Географические названия, упомянутые в тексте: 1 — Аскейди, 2 — Байарфьядль, 3 — Блафьядль, 4 — Бликалон, 5 — Бруафоссар, 6 — Вежьябунга, 7 — Виндбелгьярфьядль, 8 — Далтьядль, 9 — Деттифосс, 10 — Крабла, 11 — Лангватнсхейди, 12 — Лейрхньокур, 13 — Линдхофди, 14 — Лудент, 15 — Лудентсборгир, 16 — Намафьядль, 17 — Рейкьях-лид, 18 — Сандахньокур, 19 — Сандаботнафьядль, 20 — Свейнагья, 21 — Тейстарейкир, 22 — Тейстарейкья-бунга, 23 — Фльтсхейди, 24 — Хелкундхейди, 25 — Хроссаборг

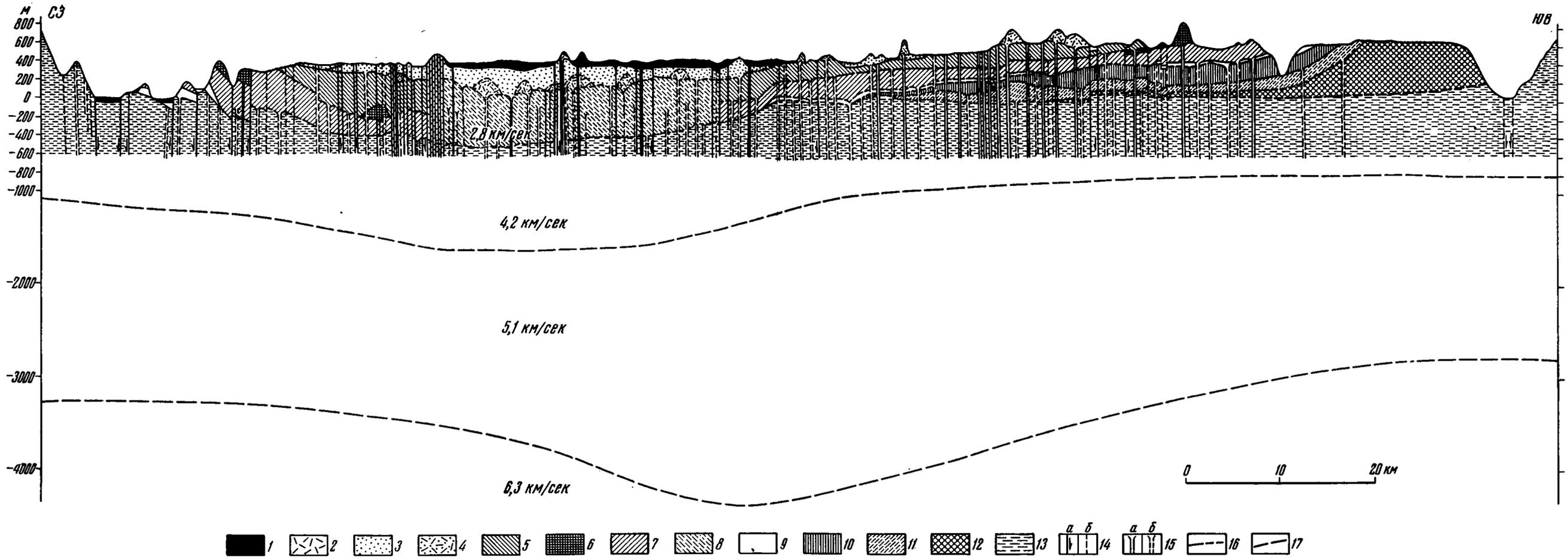


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны

1 — голоцен, 2 — верхний плейстоцен, 3 — верхняя часть среднего плейстоцена, 4 — нижняя часть среднего плейстоцена, 5 — верхняя часть нижнего плейстоцена, 6 — нижняя часть нижнего плейстоцена, 7 — эоплейстоцен, 8 — нижний плейстоцен и эоплейстоцен, нерасчлененные, 9 — образования палеомагнитного эпизода Гилса, 10 — верхний плиоцен, верхняя часть (палеомагнитная эпоха Матуяма), 11 — верхний плиоцен, нижняя часть (палеомагнитная эпоха Гаусса), 12 — нижний плиоцен, 13 — миоцен, 14 — разрывы; а — достоверные, б — предполагаемые, 15 — магмоподводящие каналы: а — достоверные, б — предполагаемые, 16 — стратиграфические границы, 17 — границы сейсмических горизонтов, по данным Г. Палмасона (Palmason, 1963, 1971), указаны средние скорости сейсмических горизонтов, нижняя граница верхнего слоя (со скоростью 2,8 км/сек) совпадает с нижней границей неовулканической серии (верхний плиоцен и четвертичные отложения)

состоит из кратеров, разделенных лишь узкими перегородками (Лудентсборгир). Если по какой-либо причине шлаковых конусов при извержении не возникало, зону трещинных излияний порой бывает трудно обнаружить, и ее положение реконструируется лишь по направлению излияния лав. Такова отчасти зона трещинных извержений XVIII в. в районе Леирхньюкура.

Цепи конусов и вулканических кратеров нередко наследуются амагматичными трещинами растяжения (Леирхньюкур, район западнее Лудента). На Далтьядле, в Свейнагье, в районах восточнее Вегьябунга, возле Деттифосса и в ряде других мест трещинные извержения происходили непосредственно по раздвигам и сбросо-раздвигам и продолжают амагматичными участками таких нарушений. Это позволяет считать зоны трещинных извержений разнообразностью раздвигов и сбросо-раздвигов, под которыми неглубоко находился магматический очаг и поступавший из него материал достигал поверхности. Если зоны трещинных извержений располагаются в пучках линейных нарушений, то щитовые вулканы — между ними. Из этого правила на рассматриваемой территории удалось найти лишь два исключения: Кодлоттадингья и группа мелких вулканов западнее Тейстарейкира. Последние, однако, расположены в особом участке пучка — там, где система образующих его сбросов и сбросо-раздвигов с преимущественно опущенными западными крыльями сменяется по простиранию к югу аналогичными разрывами с преимущественно опущенными восточными крыльями. Таким образом, характер голоценовой тектоники неовулканической зоны определяет и форму вулканических проявлений. При всех неровностях рельефа, обуславливающих направление течения лавовых потоков, пучки линейных нарушений характеризуются в целом большими мощностями голоценового вулканического материала, нежели разделяющие их участки, где значительные мощности отмечаются лишь в непосредственной близости к щитовым вулканам.

Позднеплейстоценовые образования представлены моренами и специфическим комплексом шаровых лав, гялокластитов, гялобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава. Этот комплекс, выделенный среди позднеплейстоценовых и более древних вулканических образований под названием формации Моберг, детально изучили Р. ван Бемелен и М. Руттен (Bemmelen, Rutten, 1955), пришедшие к выводу о его подледном происхождении. Такое объяснение сейчас разделяет большинство исследователей, хотя Тр. Эйнарсон (Tr. Einarsson, 1962) высказывал мнение об ином (подводном и субаэральном) происхождении ряда построек этого типа. В последние годы термину «формация Моберг» иногда придают стратиграфическое значение (Tr. Einarsson, 1970; Эйнарсон, Гладенков, 1973). В этом случае к ней относят все вулканические образования моложе 0,7 млн. лет, но древнее верхнего плейстоцена. В настоящей работе используется прежнее, фациальное толкование формации Моберг вне зависимости от ее возраста и разделяется мнение о ее преимущественно подледном образовании.

Обособление и изучение разрывных нарушений позднего плейстоцена затруднено неопределенностью возрастной привязки разрывов. Лишь для восточной части полуострова Тьорнес к позднему плейстоцену предположительно отнесены хорошо сохранившиеся разрывные уступы, запечатанные мореной последнего оледенения или подвергшиеся в то время ледниковой обработке. Некоторые из таких разрывов после позднеплейстоценового оледенения, вероятно, испытали повторные (голоценовые) подвижки и сейчас неотличимы от голоценовых разрывов, широко развитых на востоке Тьорнеса. Морфологически позднеплейстоценовые разрывы сходны с голоценовыми и относятся к числу сбросов и сбросо-раздвигов.

Более интересные результаты дает изучение морфологии позднплейстоценовых вулканов. Помимо того, что позднплейстоценовые вулканические формации Моберг участвуют в строении упомянутых выше центральных вулканов, они образуют постройки двух типов: вулканические хребты и столовые горы. Хребты состоят из сближенных вулканических конусов и имеют заостренные или плоские вершины. В последнем случае их поперечное сечение близко к сечению столовых гор, изометричных и нередко имеющих на плоских вершинах неглубокие кратерные углубления. Реже кратеры встречаются на плоских вершинах вулканических хребтов. Залегание пластов вулканических пород и в столовых горах, и в хребтах чаще всего грубо повторяет их современный рельеф. Нередко, однако, склоны вулканических построек подверглись настолько сильной эрозии, прежде всего ледниковой, что сейчас в них обнажены внутренние части вулканических построек, где такого повторения не наблюдается. Параллельность пластов современным склонам отмечается и в некоторых относительно крупных вершинных кратерах (Сатнаботнафьядль, Байарфьядль). Очевидно, они представляют собой центры вулканических извержений. В других случаях (при большей эрозии?) места извержений выражены неками, в вулканических хребтах нередко группирующимися в продольные цепи (Сандахнюкур), дайками и системами даек (Леирхнюкур). Позднплейстоценовым вулканикам не свойственны фации, значительно удаленные от центров извержения. Поэтому нарастание мощностей с приближением к местам извержений выражено ярче, чем в зонах голоценового вулканизма.

Учитывая специфику подледных извержений, Р. ван Беммелен и М. Руттен отождествили столовые горы с щитовыми вулканами, а вулканические хребты — с зонами трещинных извержений голоцена. Обращает внимание, что в области голоценовой вулканической активности вулканические хребты позднего плейстоцена совпадают с пучками голоценовых нарушений или находятся на их продолжении, тогда как столовые горы, как и щитовые вулканы, чаще всего расположены между ними. В целом же проявления позднплейстоценового вулканизма выходят за границы области распространения голоценового вулканизма, образуя в дополнение к нему свои зоны трещинных извержений и даже два новых пучка таких зон к северу и востоку от Модрудалура.

Тр. Эйнарссон (Тр. Einarsson, 1967) отмечает, что многие голоценовые трещины состоят из эшелонированно расположенных отрезков, образующих правые ряды кулис. Эта морфологическая особенность подтверждена работами автора в северной части неовулканической зоны, причем оказалось, что правая кулидность типична не только для амагматичных трещин растяжения и сбросо-раздвигов, но и для зон трещинных извержений (Лудентсборгир) и их сочетаний, как голоценовых (Драмбарьонд — Лудентсборгир — Твенгслаборгир), так и позднплейстоценовых (район Модрудалура). Подобная кулидность повторяется и во взаимном расположении мелких голоценовых грабенов в отдельных пучках (Намафьядль — Дадтьядль), и во взаимном расположении пучков в пределах неовулканической зоны (см. рис. 2). Местами здесь наблюдаются и левые ряды кулис (трещины голоценового лавового поля западнее Тейстарейкира, а в более крупном масштабе — северная часть пучка Бликалон — Свейнагья), но они распространены значительно меньше.

### ОБЩАЯ СТРУКТУРА НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Неовулканическая серия северной части Срединно-Исландской зоны образована базальтовыми потоками и вулканогенными породами формации Моберг с горизонтами морен, тиллитов и флювио-гляциальных отложений. Базальты и другие вулканиды основного состава чаще всего

близки к толеитам. В центральных вулканах, как отмечалось выше, присутствуют в подчиненном количестве вулканиты среднего и кислого состава. В единичных случаях они встречаются и вне структурно выраженных центральных вулканов, хотя и в непосредственной близости к ним (Тейстарейкир, Лудент). В северо-западной части зоны, на п-ве Тьорнес развиты морские и прибрежно-морские осадки.

Стратиграфическое расчленение неовулканической серии основано на прослеживании отдельных ледниковых горизонтов и вулканогенных толщ с учетом специфики их строения, облика и вещественного состава. Широко использовались палеомагнитные измерения, выполнявшиеся в полевых условиях Г. М. Солодовниковым, а в камеральных — сотрудниками Кабинета палеомагнетизма Геологического института АН СССР. В качестве эталона применялась шкала А. Кокса (Сох, 1969). Немаловажную роль играло сопоставление континентальных толщ с морским разрезом Западного Тьорнеса, детально изученным Тор. Эйнарссоном и Ю. Б. Гладенковым. При сопоставлении вулканогенных толщ учитывались более ранние описания ряда разрезов (Wensink, 1964; Tr. Einarsson, 1968, 1971). Разрезы района Краблы и Гунналфсвикурфьядля были предварительно показаны автору К. Саймундссоном.

При стратиграфическом расчленении разрезов неовулканической зоны автор принимал нижнюю границу плейстоцена на рубеже 1,8 млн. лет, а плиоцена — около 6 млн. лет, причем толщи моложе 3—3,5 млн. лет отнесены к верхнему плиоцену при двучленном делении последнего. В составе плейстоцена выделяются эоплейстоцен (1,8—0,7 млн. лет), нижний, средний и верхний плейстоцен. К верхнему плейстоцену отнесен последний ледниковый комплекс. В нижнем и среднем плейстоцене отмечены ледниковые и межледниковые комплексы, причем первые приурочены к низам, а вторые к верхам соответствующих отделов. Ледниковые комплексы могут состоять из нескольких генераций ледниковых отложений. Особенно сложно построен среднеплейстоценовый ледниковый комплекс.

Древнейшие горизонты неовулканической серии имеют на востоке зоны радиологический возраст около 3 млн. лет (Mc Dougall, Wensink, 1966) и по данным палеомагнитных измерений относятся к эпохе Гаусса. Без видимого несогласия, но, возможно, с размывом они залегают (Йокулсдалур, Лагарфльот) на сравнительно маломощной нижнеплейстоценовой толще, которая в нижней части представлена в значительной мере осадочными породами с растительными остатками, обнаруженными М. А. Ахметьевым. Ниже покоятся мощные миоценовые вулканические серии, породы верхней части которых имеют возраст около 10—12 млн. лет (Saemundsson, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974; fig. 3). В западной части неовулканической зоны столь же полный разрез наблюдается лишь на западе Тьорнеса, где, по данным Ю. Б. Гладенкова (Эйнарссон, Гладенков, 1973; Гладенков, 1974), морские слои с нижнеплиоценовой фауной с размывом залегают на миоценовых базальтах. В базальных горизонтах морской серии М. А. Ахметьев обнаружил остатки нижнеплиоценовой флоры. В более южных районах западной части Срединно-Исландской зоны и на ее крайнем севере (восточная часть полуострова Мелтраккаслетта и южное побережье Тистилфьордура) разрезы неовулканической серии начинаются с эоплейстоцена, ниже которого лежат миоценовые (?) базальты.

Базальтовые потоки и горизонты тиллитов и флювио-гляциальных отложений неовулканической зоны залегают полого. В западной и восточной краевых подзонах, где обнажаются относительно древние члены серии (рис. 4, 5), наклоны базальтовых потоков и ледниковых горизонтов обычно не превышают 10°. В центральной подзоне, сложной вулканитами с возрастом менее 0,7 млн. лет, залегание близко к горизонтальному (см. рис. 3), а наблюдаемые местами наклоны базальтовых



толщ не выходят за пределы первичных наклонов, отмечаемых для голоценовых лавовых потоков. Более крутые наклоны нередко характеризуют пласты формации Моберг, но это — их первичное залегание.

Значительные вторичные наклоны пластов появляются лишь в сравнительно узких полосах к западу и востоку от неовулканической зоны, где развиты флексуры, у которых опущены крылья, обращенные к неовулканической зоне (Walker, 1964; Saemundsson, 1974). Наклон слоев в смыкающих крыльях флексур достигает 20—30°, а местами (Лойгар на р. Села) даже 50°. По обоим краям неовулканической зоны отдельные флексуры протягиваются на сравнительно малые расстояния и расположены эшелонированно одна относительно другой, образуя правые кулисные ряды.

Доверхнеплейстоценовые разрывные нарушения неовулканической зоны, как правило, имеют субмеридиональное простирание. Повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах, распространены дайки, причем в относительно древних частях неовулканической серии их больше, чем в более молодых. Западный край зоны нарушен системой сбросов с опущенными восточными крыльями. Сбросы образуют эффектно выраженную систему уступов по западному борту долины Скъялфондафлот, постепенно уменьшаясь в амплитуде к югу. Как и флексуры, они расположены эшелонированно, образуя правый кулисный ряд.

В западной подзоне развиты сбросы, у которых при общем наклоне пластов на восток опущены западные крылья. Амплитуды сбросов — от десятков до сотен метров. Некоторые из них характеризуются элементами правой кулисности. Наконец, западная подзона отделена от центральной упоминавшимися выше сбросами Восточного Тьорнеса. Разрывы центральной подзоны описаны выше.

В восточной подзоне разрывные нарушения подобного типа редки. Сближенные, местами сливающиеся воедино сбросы с опущенными западными крыльями (суммарная амплитуда — первые десятки метров) выявлены в районе пос. Торсхофн и протягиваются к югу, ограничивая с запада урочище Хелкундхейди. Небольшой разрыв с опущенным западным крылом прослежен на востоке Мелтраккаслетты. Наконец, вдоль восточного склона долины р. Йокулса-а-Фьодлум можно предполагать наличие более крупных разрывов, скрытых позднейшими постройками формации Моберг. Они регистрируются резкими понижениями с востока на запад пологой кровли нижнеплейстоценовых базальтов. Амплитуда такого понижения колеблется от 50 до 150 м.

**Рис. 4.** Схема сопоставления стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — «центральное сечение»: 1—3 — западный край неовулканической зоны: 1 — гора Фльтсхейди; 2 — гора Халсар — р. Скридугил (ферма Кламбрасел), 3 — гора Кистуфедль — Хамрахлид; 8, 13 и 14 — срединная часть неовулканической зоны: 8 — район горы Крабла (по данным К. Саймундссона с дополнениями), 13 — горы Модрудалс — Фьядльгардар, 14 — Йокулсдалур, южная часть (Wensink, 1964), 16 и 17 — восточный край неовулканической зоны: 16 — Йокулсдалур, северная часть (Wensink, 1964, с дополнениями), 17 — Фльтсдалур возле фермы Клейф и горы Лаугарфедль (Wensink, 1964, с дополнениями)

1 — глинистые сланцы, 2 — алевриты и тонкозернистые песчаники, 3 — средне- и грубозернистые песчаники, 4 — гравелиты и пуддинги, 5 — конгломераты, 6 — осадочные брекчи, 7 — косяя слоистость в песчаниках и конгломератах, 8 — тиллиты и морены, 9 — лигниты, 10 — диатомиты, 11 — массивные и плитчатые базальты, 12 — столбчатые базальты, 13 — трещиноватые базальты, 14 — подушечные лавы базальтов, 15 — брекчи подушечных лав, гиалобрекчи и туфовые брекчи преимущественно базальтового состава, 16 — гиалокластиты и туфы преимущественно базальтового состава, 17 — тонкие туфы, 18 — игнимбриты кислого и среднего состава, 19 — кислые экструзии, 20 — несогласное залегание, 21 — важнейшие места находок остатков фауны (а) и флоры (б), 22 — значения остаточной намагниченности горных пород (показаны на разрезах справа): 22 — прямая намагниченность, 23 — обратная намагниченность, 24 — остаточная намагниченность неизвестна

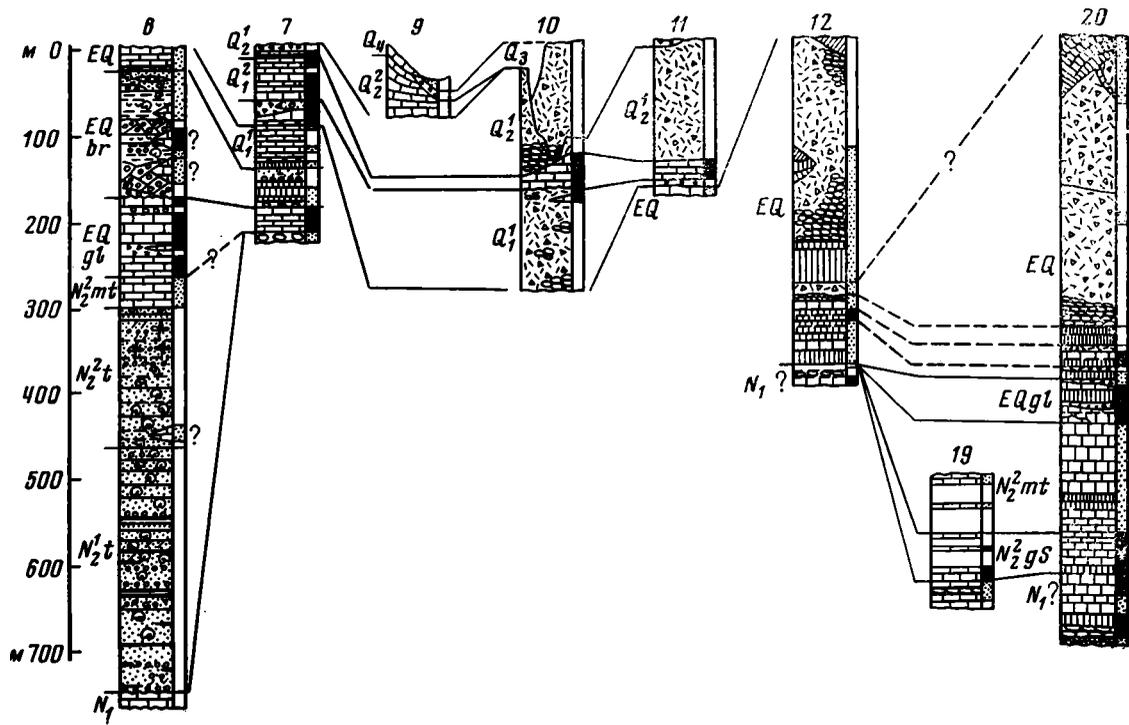


Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — «прибрежное сечение». 6 — западный край неовулканической зоны: Северо-Западный Тьорнес (Bardarsson, 1925; Th. Einarsson, 1968; Гладенков, 1974); 7, 9, 10, 11 — срединная часть неовулканической зоны: 7 — Северо-Восточный Тьорнес, 9 — ферма Линдабрекка — урочище Асбирги, 10 — Западная Мелраккаслетта, 11 — Северо-Восточная Мелраккаслетта; 12, 19, 20 — восточный край неовулканической зоны: 12 — гора Видарфьядль, 19 — пос. Торскофи — урочище Брекнахеиди, 20 — южный склон горы Гунналфсвикурфьядль. Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Таким образом, северная часть неовулканической зоны представляет собой сложно построенный асимметричный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями. Западная подзона уже восточной и более нарушена разрывами. Различные структурные элементы грабена характеризуются правозшелонированным строением и взаимным расположением. В западной и восточной краевых подзонах широко распространены вулканические постройки, сложенные формацией Моберг. По данным палеомагнитных измерений, геологическим соотношениям и степени сохранности они разделяются на несколько генераций (см. рис. 2, 4, 5). Одновозрастные постройки формации Моберг чаще всего образуют вулканические хребты, вытянутые вдоль неовулканической зоны. Встречаются и изолированные столовые горы, нередко группирующиеся в цепочки, также простирающиеся вдоль неовулканической зоны. Для некоторых этапов (эоплейстоцен, средний плейстоцен) выделяется несколько примерно одновозрастных хребтов, расположенных эшелонированно один относительно другого и образующих правые ряды кулис. Элементы правой кулиственности отмечаются и в строении отдельных хребтов.

В целом, более древние постройки окаймляют более молодые, хотя из этого правила есть исключение. Так, постройки среднего плейстоцена распространены на более широкой площади восточной подзоны, чем постройки нижнего плейстоцена. В районе юго-восточнее Модрудалура видно последовательное прислонение все более молодых вулканических хребтов к более древним (от среднего плейстоцена к верхнему). Омоложение происходит в сторону центра неовулканической зоны.

Обратимся к особенностям залегания субаэральных базальтов. В восточной части п-ова Мелраккаслетта нижнеплейстоценовые базальты имеют мощность 20—30 м. В центре полуострова их мощность, вероятно, достигает многих десятков метров. Подобное нарастание мощности к центру неовулканической зоны отмечается и для среднеплейстоценовых базальтов. На берегу р. Йокулса-а-Фьодлум близ Линдхофди их мощность не превышает 10—15 м, а северо-западнее достигает нескольких десятков метров (например, возле водопада Деттифосс). Аналогичное нарастание мощности эоплейстоценовых базальтов, по-видимому, имеет место в западной подзоне между Фльотсхейди и Лангаватнсхейди. Таким образом, увеличение мощности к центру неовулканической зоны, выявленное Дж. Уокером для миоценовых базальтов Восточной Исландии, присуще и базальтам неовулканической серии.

Наряду с указанной намечается и другая тенденция. В западной части зоны разрез неовулканической серии начинается с 60-метровой пачки осадочных пород и покрывающих их базальтов эпизода Гилса (рис. 4, разрез 1). Немного восточнее (р. Лакса в районе пос. Бруафоссар) осадочная пачка сокращается до 1—2 м, но базальты эпизода Гилса еще присутствуют. Далее на восток (рис. 4, разрез 2) неовулканическая серия начинается уже с обратно намагниченных слоев эоплейстоцена. В западной части Мелраккаслетты (рис. 5, разрез 10) мощность нижнеплейстоценовых базальтов (20—30 м) существенно меньше, чем в центральной части этого полуострова. Подобные изменения мощности отдельных базальтовых пачек отмечает также Х. Венсинк (Wensink, 1964) в районе Йокулсдалура. В более крупном масштабе они повторяются в северо-восточной части зоны, где на крайнем востоке (рис. 5, разрез 20) в основании неовулканической серии залегает верхнеплиоценовая толща мощностью 120—130 м, которая западнее (рис. 5, разрез 12) полностью выклинивается, и неовулканическая серия начинается с обратно намагниченных пород эоплейстоцена. Следовательно, уменьшение мощностей отдельных лавовых пачек происходит не только от осевой части неовулканической зоны, но и по мере приближения к ней. Иначе говоря, отдельные базальтовые пачки имеют форму линз, вытянутых по про-

стиранию неовулканической зоны, но сокращающихся в мощности и выклинивающихся в обе стороны вкrest ее простираания. В этом отношении залегание субазральных базальтов сходно с залеганием вулкани- тов формации Моберг, хотя в последней такая линзовидность выражена гораздо более резко.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфология голоценовых и позднплейстоценовых тектонических нарушений показывает, что в северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны сейчас происходят характерные процессы риф- тогенеза. Здесь имеет место горизонтальное растяжение коры, прояв- ляющееся в образовании открытых трещин и сбросо-раздвигов, частич- но используемых магматическим материалом, извергающимся на по- верхность. Правая кулисность в расположении отдельных структурных элементов и правсдвиговая составляющая перемещений вдоль некото- рых продольных разрывов указывают, что растяжение ориентировано не строго поперек зоны, а несколько наискось — в запад-северо-западном направлении. Средняя скорость растяжения, грубо подсчитанная путем суммирования раздвигания по отдельным разрывам, как служившим каналом извержений, так и амагматичным, близка для голоцена к  $1 \text{ см/год}$ . Голоценовое и позднплейстоценовое растяжение было сосре- доточено в широкой полосе (30—40 км для голоцена), но в пределах полосы реализовалось преимущественно в сравнительно узких зонах продольных линейных деформаций. Такие зоны служили и основными подводными каналами магмы. В них и вблизи от них концентрируется бoльшая часть извергнутого вулканического материала.

В плиоцен-четвертичной структуре Срединно-Исландской зоны на- блюдаются те же структурные элементы, что и среди голоцен-поздне- плейстоценовых образований. Преобладающим типом разрывных нару- шений являются раздвиги, выраженные дайками, и сбросы. Сходны с позднплейстоценовыми, хотя и подверглись бoльшей эрозии, древние вулканические постройки формации Моберг. Сложенные ими вулкани- ческие хребты и цепи столовых гор, очевидно, фиксируют положение пучков древних трещин растяжения, служивших магмоподводящими каналами. Как и в позднем плейстоцене, между такими пучками нахо- дились вулканы, сформировавшие изолированные столовые горы.

К сожалению, лишь изредка удается обнаружить центры изверже- ний доверхнеплейстоценовых субазральных базальтов. Бoльшая их часть относится к концу среднего плейстоцена. Это главным образом реликты щитовых вулканов, реже — проблематичные остатки зон тре- щинных извержений. По ним нельзя воссоздать полную картину распо- ложения древних вулканов. Однако залегание в виде линз, удлиненных вдоль неовулканической зоны, роднит позднплейстоценовые и плейсто- ценовые базальты с голоценовыми. В голоцене наиболее утолщенные части линз, как правило, отвечают пучкам магмоподводящих трещин и разрывов. Вероятно, и в прошлом их структурное положение было та- ким же. Как и в позднем плейстоцене — голоцене, в каждую более древнюю эпоху чаще всего существовало одновременно несколько таких пучков.

Таким образом, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднплейстоценовых образований на более древние этапы развития неовулканической зоны и считать ее наземным продол- жением срединно-океанической рифтовой системы. Развитие зоны в прошлом, как и сейчас, по-видимому, происходило в условиях горизон- тального растяжения. Характерно в связи с этим, что среди структур- ных образований позднего плиоцена и плейстоцена (разрывы, флексу- ры, вулканические хребты) также обнаруживаются проявления правой кулисности, которые свидетельствуют о постоянстве направления рас-

тягивающихся усилий. Дополнительным проявлением раздвигания было образование серии анатетических сбросов, утонявших и растягивавших охваченные ими горизонты земной коры западной части зоны, подобно тому, как это описано В. Г. Казьминим (1974) для Афарского рифта.

Представляется невозможным определить истинную амплитуду раздвигания неовулканической зоны с момента ее заложения поныне. Можно предложить, однако, сугубо гипотетическую оценку, допустив, что при всех изменениях ширины зоны активного вулканизма от эпохи к эпохе, в среднем ее ширина оставалась такой же, как сейчас. И если сейчас расстояние между крайними линзовидными утолщениями древних горизонтов неовулканической серии на западе и востоке зоны близко к 70 км, то при современной ширине зоны в 30—40 км суммарное растяжение могло достигать той же величины. Рассчитанная отсюда средняя скорость растяжения за 3 млн. лет близка к скорости в голоцене. Такая оценка является, разумеется, весьма неточной, а может быть, и неверной, поскольку в истории неовулканической зоны, вероятно, существовали эпохи существенного ускорения и замедления этого процесса, что можно предполагать исходя из разного количества вулканического материала, извергнутого на разных стадиях развития зоны в единицу времени.

### ВЫВОДЫ

1. Срединно-Исландская неовулканическая зона относится к числу типичных рифтовых образований и может рассматриваться как современное наземное продолжение срединно-океанической рифтовой системы.

2. Развитие неовулканической зоны протекало в условиях горизонтального растяжения в ЗСЗ-ВЮВ направлении. Средняя скорость голоценового растяжения близка к 1 см/год.

3. Растяжение зоны выразилось прежде всего в образовании и приоткрывании трещин, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались нормальные сбросы, односторонние и двусторонние грабены.

4. Образование трещин растяжения, сбросов и сопровождавший их вулканизм охватывали широкую полосу, размеры которой несколько изменялись от эпохи к эпохе. Внутри этой полосы растяжение не реализовалось равномерно, а концентрировалось в сравнительно узких пучках интенсивных линейных нарушений. Между такими пучками могли, по-видимому, длительно сохраняться на месте блоки древних вулканических пород и древней коры. Если подобный процесс имел место в прошлом при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, где строение коры было иным, то он может объяснить наличие реликтов гранитной коры (микроконтинентов) среди океанических образований.

\* \*  
\*

При выполнении полевых исследований и обработке материала автор пользовался помощью и поддержкой членов Исландской экспедиции АН СССР. Оформительскую работу проделала Г. И. Волчкова. Большое значение имели консультации и обсуждение материала с В. В. Белоусовым, Е. Е. Милановским, Н. А. Штрейсом, Ю. Б. Гладенковым, М. А. Ахметьевым, Н. А. Логачевым, С. М. Зверевым, В. И. Кононовым, Б. Г. Поляком, А. С. Перфильевым, исландскими учеными К. Саймундссоном и Тр. Эйнарссоном, а также Г. Палмассоном, С. Тораринссоном, Тор. Эйнарссоном. Особенно полезными были рекомендации и помощь акад. А. В. Пейве. Всем названным лицам автор выражает глубокую признательность.

## Литература

- Баскина В. А.* К тектонической позиции Исландии.— *Геотектоника*, 1972, № 2.
- Гладенков Ю. Б.* Палеонтологическая характеристика плио-плейстоцена Северной Атлантики (Исландия).— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 7.
- Казьмин В. Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— *Геотектоника*, 1974, № 6.
- Муратов М. В.* О тектоническом строении и положении Исландии.— *Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка*, 1961, № 12.
- Тораринссон С.* Срединная зона Исландии.— В кн.: Система рифтов Земли. «Мир», М., 1970.
- Эйнарсон Тор., Гладенков Ю. Б.* Верхний кайнозой Исландии.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 5.
- Bardarsson G. G.* A stratigraphical survey of the Pliocene deposits at Tjörnes in Northern Iceland.— *Kgl. Danske Vid. Selskab. Meddous. Ser. Biol.*, vol. 4, No. 5, 1925.
- Bemmelen R. W., Rutten M. G.* Tablemountains of Northern Iceland.— *E. J. Brill, Leiden*, 1955.
- Bodvarsson G., Walker G. P. L.* Crustal drift in Iceland.— *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 1964, v. 8, No. 3.
- Cox A.* Geomagnetic reversals.— *Science*, 1969, v. 163, No. 3864.
- Einarsson Th.* Jarðfraedi.— *Mál. og menning. Reykjavik*, 1968.
- Einarsson Tr.* Upper Tertiary and Pleistocene rocks in Iceland.— *Soc. Sci. Islandica, Reykjavik*, 1962, Rit 36.
- Einarsson Tr.* Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes.— *Gréinar (Reykjavik)*, 1965, IV, 1.
- Einarsson Tr.* Icelandic fracture system and the inferred causal stress field.— *Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reykjavik*, 1967.
- Einarsson Tr.* A survey of the geology of the area Tjörnes-Bárdardalur in Northern Iceland, including paleomagnetic studies.— *Visindafelag Islandica, XXXIII, Reykjavik*, 1968.
- Einarsson Tr.* Magnetic polarity groups in the Fljótsdalsheidi area, including Gilsa.— *Jökull (Reykjavik)*, 1971, 21.
- Gibson I. L., Piper J. D. A.* Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1972, A, 271.
- Gudmundsson G., Palmason G., Grönvöld K., Ragnars K., Saemundsson K., Arnorsson S.* Namafjall — Krafla. Afangasýrsla um rannsókn, jarðhitasvaedanna.— *Orkusstofnur, Jarðhitadeild, Reykjavik*, 1971.
- Mc. Dougal I., Wensink H.* Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene — Pleistocene lavas in Iceland.— *Earth Planet. Sci. Letters*, 1966, v. 1.
- Nielsen N.* Islands tektonik og Wegener-Theorien.— *Det. 18 Skand. Naturforskermöde*, 1929.
- Palmason G.* Seismic refraction of the basalt lavas in northern and eastern Iceland.— *Jökull (Reykjavik)*, 1963, v. 13.
- Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology.— *Soc. Sci. Islandica, Reykjavik*, 1971, Rit 40.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.— *Annual Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1974, v. 2.
- Rutten M. G.* Iceland and Mid-Oceanic Ridges.— *Marine Geophys. Res.*, 1971, v. 1.
- Saemundsson K.* Relation between geological structure of Iceland and some geophysical anomalies (Abstract).— *I European Earth and Planetary Physics Colloquim, England*, 1971.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1974, v. 85, No. 4.
- Sigvaldason G. E.* Some geochemical and hydrothermal aspects of the 1961 Askja eruption.— *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1964, Bd 10.
- Sigvaldason G. E.* Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland.— *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 18.
- Thorarinsson S.* The postglacial history of the Myvatn area and the area between Myvatn and Jökulsá-a-Fjöllum.— *On the geology and geophysics of Iceland. Iceland's govern. organizing Committee for the Intern. Geol. Congress, Reykjavik*, 1960.
- Walker G. P. L.* Geology of the Reydarfjörður area, eastern Iceland.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1959, v. 114.
- Walker G. P. L.* Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in eastern Iceland.— *J. Geol.*, 1960, v. 68.
- Walker G. P. L.* Geological investigations in eastern Iceland.— *Bull. volcanol.*, 1964, t. 27.
- Walker G. P. L.* Evidence of crustal drift from Icelandic geology.— *Philos. Trans. Royal. Soc. London*, 1965, v. 258.
- Ward P. L.* New Interpretation of the Geology of Iceland.— *Bull., Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, No. 11.
- Wensink H.* Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated plio-pleistocene tillites in Iceland.— *Geol. Rundschau*, 1964, Bd 54.

УДК 551.243(575)

Г. И. АМУРСКИЙ

**УРАЛО-ОМАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ И ЕГО РОЛЬ  
В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Урало-Оманский меридиональный линеамент образован парными системами региональных разломов и состоит из нескольких звеньев, пересекающих и разделяющих разновозрастные участки платформы и примыкающей части Альпийско-Гималайского складчатого сооружения. Его влияние на региональную структуру Средней Азии сказалось в изгибе к югу в месте пересечения складчатой сигмоиды Аладаг — Биналуда и Паропамиза, обособление с востока Копетдагской миогеосинклинали, расчленение зоны компенсационных неоген-четвертичных прогибов южной окраины Туранской плиты и их замыкание, разделение вкrest простирания горно-складчатых сооружений на эпигеосинклинали (Копетдаг) и эпиплатформенные (Банди-Туркестан) и схождения разноориентированных антиклинальных зон под острым углом.

Территория юга Туранской плиты и обрамляющая часть Альпийско-Гималайского складчатого сооружения заключена между двумя древнейшими линеаментами меридионального простирания — Каспийским на западе и Урало-Оманским на востоке. Эти линеаменты пересекают платформы с разновозрастным фундаментом и складчатые сооружения и являются дискордантными к основным простираниям герцинских и альпийских структурных элементов. Их влияние проявляется в региональной группировке крупнейших тектонических элементов платформ, пространственной направленности некоторых зон глубинных разломов, в генеральных изгибах простираний складчатых областей в участках пересечения, обособления отдельных горных сооружений и предгорных прогибов и т. д. Впервые наличие такого типа поперечных тектонических зон отметил Н. С. Шатский (1948), считавший, что они охватывают самые разнообразные по строению участки земной коры.

Эти трансконтинентальные тектонические зоны являются наиболее древними, так как они пересекают платформы и разновозрастные складчатые пояса южного горного обрамления, контролируют пространственное размещение крупнейших геотектонических элементов. Этими линеаментами обусловлены изгибы к югу складчатой «сигмоиды» Эльбурса — Аладаг — Биналуда и Паропамиза; обособление Копетдагской миогеосинклинали и складчатого сооружения с запада и востока; расчленение зоны предгорных прогибов на составляющие (Предэльбурский, Предкопетдагский, Предбандитуркестанский) и их замыкания; крупные «заходы» плиты в складчатые области; разделение вкrest простирания горно-складчатых сооружений на эпигеосинклинали (Копетдаг) и эпиплатформенные (Банди-Туркестан и Юго-Западный Гиссар) и т. д.

Разновозрастные складчатые сооружения южного горного обрамления Туранской плиты образуют в плане крупнейшую сигмоиду, вогнутые части которой располагаются на участках ее пересечения этими тектоническими зонами. В альпийский орогенный этап развития линеаменты являлись, видимо, более стабильными относительно прилежащих

территорий, что и обусловило современные простирания элементов складчатых областей. Например, крупнейший изгиб к югу Северо-Афганских и Восточно-Иранских горно-складчатых сооружений обусловлен далеко «выдвинутым» к югу выступом края платформы. Сквозное положение линеаментов по отношению к эпипалеозойской платформе и альпийским складчатым дугам и выраженность только в генеральных чертах строения естественных геофизических полей свидетельствует о дораннегерцинском времени их заложения, во всяком случае еще до времени распределения магнитных масс этапа герцинской складчатости.

Каждый из линеаментов представляет собой грандиозную меридиональную структурную полосу протяженностью в несколько тысяч и шириной в 100 км и более. На платформе это, как правило, зона, ограниченная с обеих сторон системами параллельных прерывистых разломов, между которыми заключены крупные блоковые массивы фундамента. Направленность и интенсивность движений этих массивов фундамента в герцинскую и альпийскую эпохи были различны. Подобные мегамассивы характеризуются специфическими особенностями магнитного и гравитационного полей, различным распределением мощности и основных фациальных комплексов палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений (Амурский, 1964). По отношению к прилегающим территориям эти массивы, иногда очень протяженные, являются устойчивыми, интенсивность тектонических движений в них значительно ослаблена. При пересечении складчатой страны эти полосы, иногда сужаясь, образуют зоны поперечных прогибаний, которые разграничивают различно развивающиеся части Альпийско-Гималайского складчатого сооружения.

Орографический план территории Ирана и Афганистана характеризуется незакономерными простираниями основных горных цепей, которые в Восточном Иране группируются в меридиональном направлении, поперечном по отношению к генеральным простираниям.

Это явление привело Р. Фюрона в 1941 г. к мысли о наличии некоей «Урало-Омано-Мадагаскарской оси», играющей важную роль в структуре горно-складчатых сооружений Передней Азии. В 1952 г. Н. С. Шатский по угловому схождению горных цепей вблизи границы Ирана и Афганистана также предположил наличие поперечной тектонической зоны.

По мере накопления фактического материала отдельные составляющие части этой зоны стали рассматриваться более подробно. Д. А. Туголесовым в 1954 г. было выделено одно из звеньев этой зоны (южное) и отмечены основные закономерности в тектонике юго-восточных районов Туркмении, обусловленные этой зоной. В последующем она была названа Л. Н. Смирновым (1957) Герирудской. Составляющие Герирудскую зону Мургабский и Тедженский разломы (Амурский и др., 1961) неоднократно рассматривались в литературе. В. Е. Хаин (1964) отмечает, что к югу от южного окончания Урала продолжение этой зоны, которую он называл линеаментом, ощущается вплоть до Оманского полуострова.

Г. И. Амурский (1964, 1966), Г. И. Амурский и А. А. Борисов (1964) в общем плане выделяли уже Урало-Герирудскую систему субмеридиональных разломов. Как Урало-Оманский поперечный тектонический пояс или линеамент, пересекающий и разграничивающий разновозрастные платформы, Альпийско-Гималайское складчатое сооружение южного обрамления эпипалеозойской платформы Средней Азии, он был выделен в самостоятельный элемент, состоящий из нескольких звеньев (Амурский, Борисов, 1964; Амурский и др., 1966, 1968, 1970; Амурский, 1964, 1966, 1968).

Урало-Оманский поперечный линеамент протягивается в пределах Средней и Передней Азии от Северного Приаралья, через акваторию Арала, Заунгузские, Низменные и Юго-Восточные Каракумы до Бад-хыза далее через горные сооружения Восточного Ирана и Западного Афганистана, Персидский залив до п-ова Оман и, видимо, еще южнее (Амурский, 1964; Хаин, 1963, 1964; Хаин и др., 1973). В современной структуре эпипалеозойской платформы Средней Азии Урало-Оманский линеамент состоит из трех кулисносмещенных звеньев (с севера на юг): Аральского, Восточно-Заунгузского и Герирудского. Каждое из этих долготных звеньев образовано парными обрамляющими глубинными разломами и заключенными между ними относительно более мелкими, подчиненными разломами (рис. 1). Следует отметить, что парные разломы обрамления являются как бы «осевыми» и сопровождаются с внешней стороны также параллельными разломами, которые по мере удаления от основных постепенно исчезают, и диагональными, образованными в результате сдвиговых перемещений по разломам обрамления.

Крайнее северное Аральское звено Урало-Оманского линеамента в пределы рассматриваемой территории заходит южной частью. Общим меридиональным простираниям аномальных зон магнитного и гравитационного полей здесь соответствует такая же направленность дислокаций чехла и фундамента. К западу от Аральского звена все простирания структур и аномалий широтные и северо-западные, а к востоку — меридиональные. В современной структуре фундамента рассматриваемому звену соответствуют разломы глубокого заложения и сопряженная с ними меридиональная система пликативных дислокаций осадочного чехла. Это звено разграничивает Кызылкумскую и Устюртскую области эпипалеозойской платформы с различным возрастом консолидации фундамента и платформенного чехла.

Разломы Аральского звена и заключенные между ними горсты и грабены являются продолжением структурных направлений Урала. Исследованиями последних лет убедительно доказано продолжение уральских тектонических зон до Южного Приаралья. Здесь заканчивается Куландинская и Тугузско(Тоболо)-Аятская тектонические зоны Урала (Авров и др., 1969). Длина этого звена от южного окончания Урала до южного берега Аральского моря примерно 1000 км.

Для структуры платформенного чехла в зоне Аральского звена также характерно наличие системы меридиональных складок, местами довольно крупных, с амплитудой вертикального смещения слоев в десятки и сотни метров, формировавшихся длительно, по плану, в общем унаследованному от палеозоя. На юге разломы Аральского звена косо сочленяются с Мангышлак-Предкызылкумской системой разрывных дислокаций и к югу от нее непосредственно не распространяются.

Восточно-Заунгузское звено смещено по этой системе к востоку относительно Аральского на 70 км. Это звено в строении поверхности фундамента отображено в виде сложных ступеней (Беурдешикской и Восточно-Унгузской), расположенных между Центрально-Каракумским восточным поднятием и Амударьинской синеклизой. В магнитном поле оно характеризуется четкой сменой простирания аномалий по обе стороны от него. По данным А. В. Глазуновой, Д. П. Голуб и З. А. Макаровой (1961), магнитные аномалии, расположенные к востоку, обладают преимущественно линейно-вытянутыми формами. Простирание их северо-западное до субмеридионального на севере. Положительные магнитные аномалии к западу от этого звена имеют субширотное простирание и небольшую протяженность (рис. 1). Восточно-Заунгузское звено разграничивает аномальные поля с различными региональными простираниями, что позволяет рассматривать его как зону контакта двух территорий с разновозрастной складчатостью. С востока Восточно-Заунгуз-

территорий, что и обусловило современные простирания элементов складчатых областей. Например, крупнейший изгиб к югу Северо-Афганских и Восточно-Иранских горно-складчатых сооружений обусловлен далеко «выдвинутым» к югу выступом края платформы. Сквозное положение линеаментов по отношению к эпипалеозойской платформе и альпийским складчатым дугам и выраженность только в генеральных чертах строения естественных геофизических полей свидетельствует о дораннегерцинском времени их заложения, во всяком случае еще до времени распределения магнитных масс этапа герцинской складчатости.

Каждый из линеаментов представляет собой грандиозную меридиональную структурную полосу протяженностью в несколько тысяч и шириной в 100 км и более. На платформе это, как правило, зона, ограниченная с обеих сторон системами параллельных прерывистых разломов, между которыми заключены крупные блоковые массивы фундамента. Направленность и интенсивность движений этих массивов фундамента в герцинскую и альпийскую эпохи были различны. Подобные мегамассивы характеризуются специфическими особенностями магнитного и гравитационного полей, различным распределением мощности и основных фациальных комплексов палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений (Амурский, 1964). По отношению к прилегающим территориям эти массивы, иногда очень протяженные, являются устойчивыми, интенсивность тектонических движений в них значительно ослаблена. При пересечении складчатой страны эти полосы, иногда сужаясь, образуют зоны поперечных прогибаний, которые разграничивают различно развивающиеся части Альпийско-Гималайского складчатого сооружения.

Орографический план территории Ирана и Афганистана характеризуется незакономерными простираниями основных горных цепей, которые в Восточном Иране группируются в меридиональном направлении, поперечном по отношению к генеральным простираниям.

Это явление привело Р. Фюрона в 1941 г. к мысли о наличии некоей «Урало-Омано-Мадагаскарской оси», играющей важную роль в структуре горно-складчатых сооружений Передней Азии. В 1952 г. Н. С. Шатский по угловому схождению горных цепей вблизи границы Ирана и Афганистана также предположил наличие поперечной тектонической зоны.

По мере накопления фактического материала отдельные составляющие части этой зоны стали рассматриваться более подробно. Д. А. Туголесовым в 1954 г. было выделено одно из звеньев этой зоны (южное) и отмечены основные закономерности в тектонике юго-восточных районов Туркмении, обусловленные этой зоной. В последующем она была названа Л. Н. Смирновым (1957) Герирудской. Составляющие Герирудскую зону Мургабский и Тедженский разломы (Амурский и др., 1961) неоднократно рассматривались в литературе. В. Е. Ханн (1964) отмечает, что к югу от южного окончания Урала продолжение этой зоны, которую он называл линеаментом, ощущается вплоть до Оманского полуострова.

Г. И. Амурский (1964, 1966), Г. И. Амурский и А. А. Борисов (1964) в общем плане выделяли уже Урало-Герирудскую систему субмеридиональных разломов. Как Урало-Оманский поперечный тектонический пояс или линеамент, пересекающий и разграничивающий разновозрастные платформы, Альпийско-Гималайское складчатое сооружение южного обрамления эпипалеозойской платформы Средней Азии, он был выделен в самостоятельный элемент, состоящий из нескольких звеньев (Амурский, Борисов, 1964; Амурский и др., 1966, 1968, 1970; Амурский, 1964, 1966, 1968).

Урало-Оманский поперечный линеамент протягивается в пределах Средней и Передней Азии от Северного Приаралья, через акваторию Арала, Заунгузские, Низменные и Юго-Восточные Каракумы до Бад-хыза далее через горные сооружения Восточного Ирана и Западного Афганистана, Персидский залив до п-ова Оман и, видимо, еще южнее (Амурский, 1964; Хаин, 1963, 1964; Хаин и др., 1973). В современной структуре эпипалеозойской платформы Средней Азии Урало-Оманский линеамент состоит из трех кулисносмещенных звеньев (с севера на юг): Аральского, Восточно-Заунгузского и Герирудского. Каждое из этих долготных звеньев образовано парными обрамляющими глубинными разломами и заключенными между ними относительно более мелкими, подчиненными разломами (рис. 1). Следует отметить, что парные разломы обрамления являются как бы «осевыми» и сопровождаются с внешней стороны также параллельными разломами, которые по мере удаления от основных постепенно исчезают, и диагональными, образованными в результате сдвиговых перемещений по разломам обрамления.

Крайнее северное Аральское звено Урало-Оманского линеамента в пределы рассматриваемой территории заходит южной частью. Общим меридиональным простираниям аномальных зон магнитного и гравитационного полей здесь соответствует такая же направленность дислокаций чехла и фундамента. К западу от Аральского звена все простирания структур и аномалий широтные и северо-западные, а к востоку — меридиональные. В современной структуре фундамента рассматриваемому звену соответствуют разломы глубокого заложения и сопряженная с ними меридиональная система пликативных дислокаций осадочного чехла. Это звено разграничивает Кызылкумскую и Устюртскую области эпипалеозойской платформы с различным возрастом консолидации фундамента и платформенного чехла.

Разломы Аральского звена и заключенные между ними горсты и грабены являются продолжением структурных направлений Урала. Исследованиями последних лет убедительно доказано продолжение уральских тектонических зон до Южного Приаралья. Здесь заканчивается Куландинская и Тугузско(Тоболо)-Аятская тектонические зоны Урала (Авров и др., 1969). Длина этого звена от южного окончания Урала до южного берега Аральского моря примерно 1000 км.

Для структуры платформенного чехла в зоне Аральского звена также характерно наличие системы меридиональных складок, местами довольно крупных, с амплитудой вертикального смещения слоев в десятки и сотни метров, формировавшихся длительно, по плану, в общем унаследованному от палеозоя. На юге разломы Аральского звена косо сочленяются с Мангышлак-Предкызылкумской системой разрывных дислокаций и к югу от нее непосредственно не распространяются.

Восточно-Заунгузское звено смещено по этой системе к востоку относительно Аральского на 70 км. Это звено в строении поверхности фундамента отображено в виде сложных ступеней (Беурдешикской и Восточно-Унгузской), расположенных между Центрально-Каракумским сводовым поднятием и Амурдарьинской синеклизой. В магнитном поле оно характеризуется четкой сменой простирания аномалий по обе стороны от него. По данным А. В. Глазуновой, Д. П. Голуб и З. А. Макаровой (1961), магнитные аномалии, расположенные к востоку, обладают преимущественно линейно-вытянутыми формами. Простирание их северо-западное до субмеридионального на севере. Положительные магнитные аномалии к западу от этого звена имеют субширотное простирание и небольшую протяженность (рис. 1). Восточно-Заунгузское звено разграничивает аномальные поля с различными региональными простираниями, что позволяет рассматривать его как зону контакта двух территорий с разновозрастной складчатостью. С востока Восточно-Заунгуз-

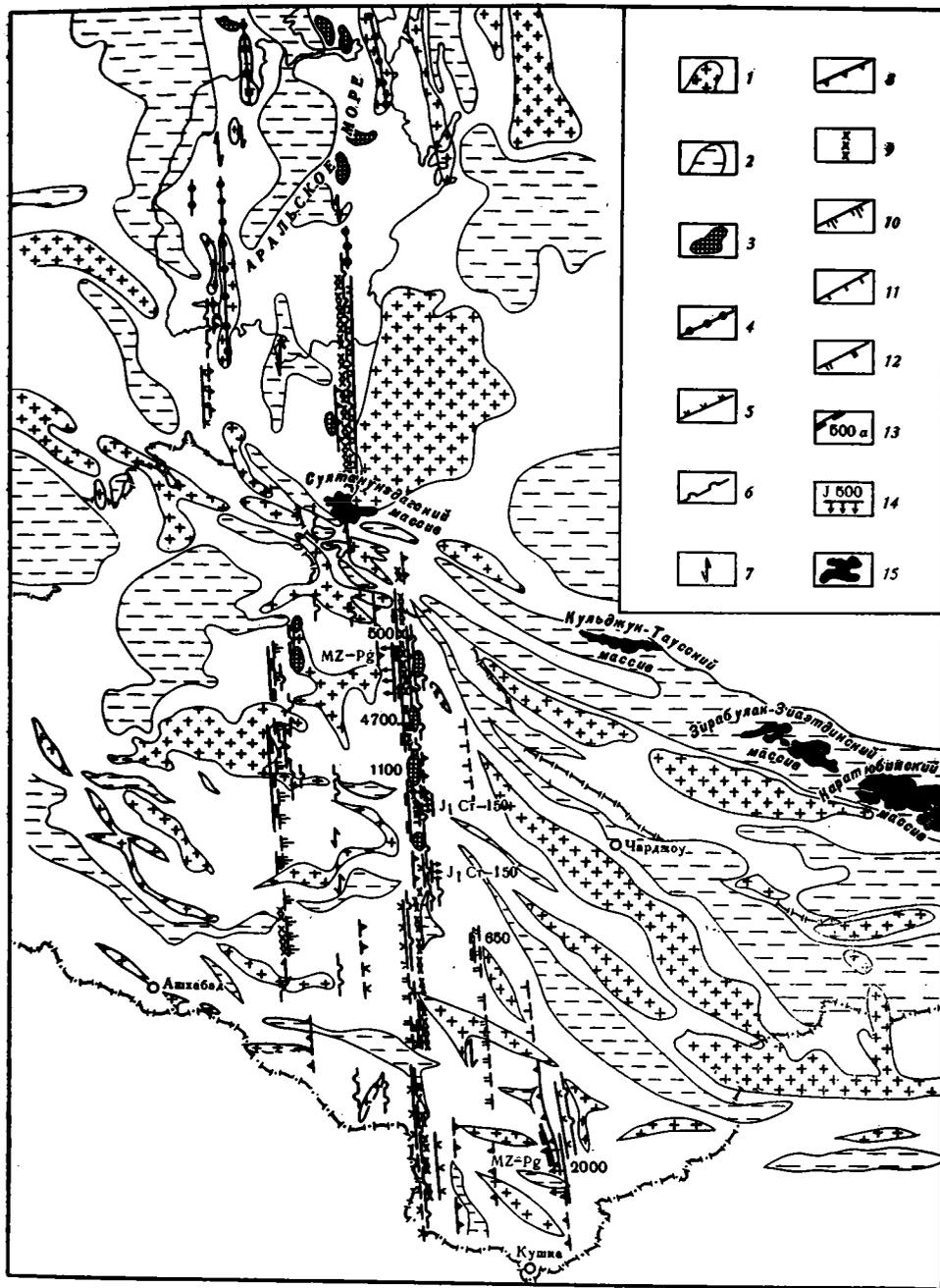


Рис. 1. Схема строения среднеазиатских звеньев Урало-Оманского линеймента  
 1 — положительные магнитные аномалии, 2 — отрицательные магнитные аномалии, 3 — линейно-вытянутые положительные аномалии ( $\Delta T_a$ ) значительной интенсивности (до 300–600  $\gamma$ ), 4 — осевые линии вытянутых протяженных зон положительных магнитных аномалий, 5 — линии резкой смены характера аномального магнитного поля, 6 — границы резкой смены простираний магнитных аномалий, 7 — смещение оси магнитной аномалии вкrest простирания, 8 — линейные зоны интенсивного градиента (ступени) силы тяжести, 9 — линии резкой смены характера гравитационного поля, 10 — границы резкой смены простирания аномальных зон поля силы тяжести, 11 — разломы, выделенные по данным КМПВ и МОВ, 12 — участки разломов, отражающиеся в поверхности Мохоровичича, выявленные ГСЗ и сейсмологическими профилями, 13 — разломы, образующие основные уступы поверхности фундамента:  $a$  — амплитуда смещения по поверхности фундамента в м, 14 — сбросы в осадочном чехле (индексом показан возраст пород, затронутых нарушением, цифрой — амплитуда смещения в м), 15 — выходы палеозойских пород на поверхность в Кызылкумах

ское звено ограничено Серахс-Питнякским разломом. Сочленение ступени с Амударьинской синеклизой происходит по этому разлому. В гравитационном поле зона разломов восточного ограничения звена отмечается крупной гравитационной ступенью и линейными локальными максимумами силы тяжести общего субмеридионального простирания. Характер гравитационных аномалий по обе стороны от зоны разломов резко меняется. К востоку аномалии имеют северо-западное простирание, а к западу преобладают обширные изометричные аномалии или аномалии преимущественно субширотного простирания. На всех сейсмических профилях в зоне разлома отмечается резкое уменьшение интенсивности преломленных волн от фундамента, потеря их корреляции, скачкообразное изменение времен прихода, появление дифрагированных волн от плоскости сбрасывателя, излом годографов и т. д.

В структуре осадочного чехла Серахс-Питнякскому разлому соответствует зона надразломных линейных антиклиналей. Амплитуда разломов в осадочной толще достигает 600 м на севере (Кошкунинский вал) и 300 м на юге (Гагаринский вал).

Герирудское звено располагается южнее Восточно-Заунгузского и протягивается от субширотной Репетек-Чешминской системы дислокаций на юг до альпийских складчатых дуг Копетдага и Банди-Туркестана почти на 350 км. Разломные зоны, составляющие это звено, параллельны друг другу, ориентированы строго меридионально и образованы двумя основными граничными зонами (Тедженской на западе и Мургабской на востоке), между которыми расположены также параллельные зоны меньших порядков и протяженности. Как и для Восточно-Заунгузского, для рассматриваемого звена характерны более мелкие сопровождающие разломы (например, к западу от Тедженского на территории Бахардокской моноклинали).

Восточная граница Герирудского звена более четко выражена в гравитационном поле, чем в магнитном, и включает зоны градиентов вдоль долины р. Мургаб. Совместное рассмотрение кривых магнитного и гравитационного полей позволяет выявить уступ (или флексуру) на больших глубинах, занимающий по площади всё Теджен-Мургабское междуречье. Составляющие это звено крупные разломные зоны — Тедженская, Байрамалийская, Мургабская (Амурский и др., 1961; Глазунова, 1964, и др.) — находят четкое отображение в строении естественных геофизических полей (см. рис. 1) и на пересекающих их сейсмических профилях ГСЗ, КМПВ и МОВ. В ряде случаев по ним образованы протяженные надразломные валы (Байрамалийский) или региональные флексуры (Мургабская). Амплитуды составляющих разломов по поверхности фундамента меняются от первых сотен метров (Тедженская зона) до 2700—2800 м (Мургабская зона), постепенно затухая вверх по разрезу осадочного чехла.

Мургабская флексура, трассирующая разлом фундамента в мощной неогеновой толще, является лишь частью сравнительно широкой здесь полосы приразломных дислокаций. По данным детальных гравиметрических исследований (Амурский, Гейман, 1968), влияние зоны разломов распространяется на юге и на территорию западной части возвышенности Карабиль. Здесь выделяется меридиональная Примургабская полоса линейных положительных локальных аномалий силы тяжести, непосредственно примыкающих к собственно Мургабской зоне. Вдоль долины р. Мургаб, видимо, развита широкая тектонически ослабленная полоса, в которой развиты меридиональные узкие горсты (как, например, вдоль долины р. Мургаб на западной оконечности возвышенности Карабиль) и зажаты между ними грабены.

Мургабский разлом протягивается и еще южнее, к зоне периклинальных складок Банди-Туркестана. Он отделяет высоко поднятые

центральные районы эпиплатформенного орогенического сооружения Банди-Туркестана от его западных погруженных продолжений. По этому разлому возникла крупная поперечная флексура, перед которой высоко поднятые антиклинальные цепи резко погружаются. Западнее флексуры на их структурном продолжении расположены сравнительно малоамплитудные зоны брахиантиклиналей. В общем плане рассматриваемая часть звена является как бы ступенью между Восточным Копетдагом, где мощность мезозойских отложений превышает 7 км, и Центральным Банди-Туркестаном, где мощность одновозрастных образований не превышает 2—3 км.

На продолжении Урало-Оманского линеамента к югу, в Альпийско-Гималайском складчатом сооружении, выраженность его в структурных особенностях значительно более резкая. Образованная по нему система складчатых зон, разломов и блоков, располагающаяся вблизи границы Ирана и Афганистана, объединяется в Афганское звено. Отмечая широкое развитие поперечных разломов и их роль в формировании различных частей Альпийско-Гималайского складчатого сооружения, В. Е. Хаин приходит к выводу, что «разделяемые зонами поперечных разломов сегменты геосинклинальных систем развиваются существенно различно» (Хаин, 1964, стр. 207).

Афганское звено существенно расширяется сравнительно с платформенными звеньями и включает здесь две сближенные и параллельные друг другу и в то же время поперечные по отношению к генеральным простираниям складчатой области системы разломов — Лутскую на западе и собственно Афганскую на востоке (Амурский, 1964, 1966). Вблизи западной границы Центрального Афганистана выделяются (Славин, Мирзод, 1969) Харутрудская тектоническая зона, образованная линейными складками субмеридионального простирания, и позднеальпийская Восточно-Иранская меридиональная геосинклиналь, которые разделяют Центрально-Иранский и Южно-Афганский срединные массивы. Восточно-Иранская мел-палеогеновая геосинклиналь (или Восточно-Иранский флишево-офиолитовый трог, по В. Е. Хаину) (Хаин и др., 1973) заложилась, как полагает В. В. Кулаков (1970), именно вдоль Урало-Оманского линеамента. В этой же меридиональной полосе располагается несколько впадин, где можно предполагать неглубокое залегание пород основания. Еще южнее расположена Бандерабасская перемычка, находящаяся на непосредственном продолжении Оманских структур Аравийского полуострова и образованная системой разломов, выделяемых здесь в «линию Оман» (Ганссер, 1956). Она резко разделяет орографически единую Загрос-Макранскую складчатую зону на два сегмента, образованных сходящимися под острым углом складчатыми дугами. Видимо, с запада перед этой полосой («линией Оман») замыкается и Месопотамский предгорный прогиб.

Структурная выраженность Урало-Оманского линеамента в пределах горно-складчатого обрамления платформы, кроме отмеченных особенностей, характеризуется следующими.

При анализе изменений, происходящих в Альпийско-Гималайском складчатом сооружении по мере приближения к поперечному Урало-Оманскому линеamentу, устанавливается, что все складчатые зоны погружаются с востока и запада. В этом же направлении уменьшается и интенсивность складчатости и упрощается структурный рисунок: структуры, составляющие Аладаг-Биналудский и Паропамизский антиклинории, выполаживаются, их амплитуды уменьшаются, и в целом происходит встречное погружение шарнира складчатых систем по направлению к поперечному линеamentу.

Время заложения поперечных тектонических элементов в пределах горно-складчатых сооружений при пересечении их Урало-Оманским линеamentом определяется по их влиянию на последующее структурное

развитие. Рядом исследователей отмечено, что меридиональное направление четко отражается и на Аравийской платформе. В Восточной Аравии, Персидском заливе и Южном Иране эти направления обнаруживаются и определяются как докембрийские по распространению фаций инфракембрийских отложений Хормуза и их аналогов. Следует допустить возникновение «в докембрийское время некоторых меридиональных направлений («линии Оман») в виде поднятий и склонов» (Штёклин, 1966, стр. 9).

По В. В. Кулакову (1970), поперечная система разломов Урало-Оманского линеамента была заложена в позднем докембрии и активно проявлялась в течение всего фанерозоя.

При наложении на Урало-Оманский линеамент структурных элементов Альпийско-Гималайского складчатого сооружения в полосе их пересечения по составляющим разломам возникли наиболее ослабленные зоны. Движениями по последним обусловлено наличие полос палеогеновых эффузивов, образующих поперечный тектоно-магматический пояс — зону, контролируемую и генетически обусловленную глубинными разломами. Развитые вдоль них палеогеновые эффузивы распространяются даже на прилежащую окраину платформы (урочище Ер-Ойландуз, Бадхыз). Мощность палеогеновой вулканогенной серии составляет 1000 м. Она постепенно уменьшается к юго-востоку по направлению к Южно-Афганскому срединному массиву и к северу, достигая 250—500 м на Бадхызе. Характерно, что влияние вулканической деятельности в палеогене отмечается и значительно севернее, где в районе г. Мары и разрезах палеогена отмечается обильный пепловый материал. Состав и полосовое расположение палеогеновых отложений свидетельствует о несомненной самостоятельности этой вулкано-плутонической формации. Сложена она лавами, лавобрекчиями, туфоловами и туфами андезитового и андезито-базальтового, реже дацитового состава в сочетании с комагматичными интрузиями гранодиоритов. В неоген-четвертичное время (Мирзод и др., 1968) в пределах Урало-Оманского линеамента и вблизи от него закладываются молодые грабены (Хазараджат, около западной границы с Ираном), заполненные вулканогенными

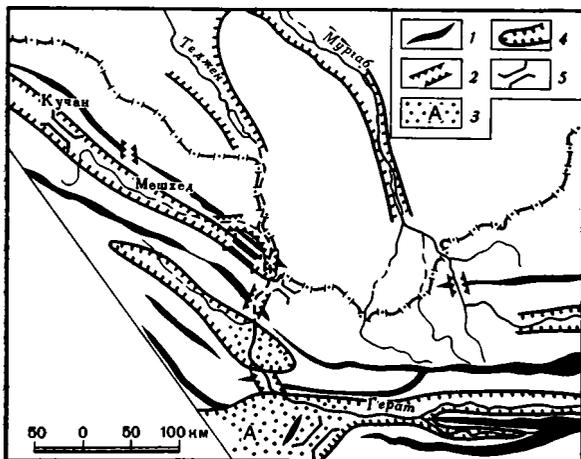


Рис. 2. Схема перестройки гидрографической сети в пределах Урало-Оманского линеамента (Восточный Иран и Западный Афганистан).

1 — основные водоразделы, 2 — древние речные долины, 3 — долины прорыва, 4 — брошенные участки древних долин, 5 — зоны интенсивного четвертичного осадконакопления в пределах межгорных массивов (А — срединный массив)

и обломочными неоген-четвертичными образованиями. Влияние движений по разломам южного звена проявилось и в перестройке гидрографической сети, современный рисунок которой принципиально отличен от древнего (рис. 2).

Изложенное позволяет отметить некоторые общие закономерности. Тектоническая значимость Урало-Оманского линеамента проявляется

ся в четко прослеживаемых разноширотных затуханиях Копетдагского и Северо-Афганских складчатых сооружений. Копетдагское сооружение замыкается перед поясом на широте 37—36°, а Северо-Афганские складчатые сооружения располагаются на 35—34° с. ш.

Таким образом, это «смещение» составляет примерно 150 км.

Рассматривая влияние Герирудского звена на структуру прилежащих территорий, следует отметить, что перед ним происходят следующие изменения: сначала выклинивается наиболее молодая структура — Предкопетдагский предгорный прогиб, вследствие чего с платформой непосредственно сочленяется Копетдагский мегантиклинорий, а затем и еще более древнее сооружение — Аладаг-Биналудский мегантиклинорий. Кроме того, разломы Среднеазиатской части линеамента разделяют вкрест простирания Банди-Туркестанское эпиплатформенное сооружение на восточную высокоподнятую часть и западную (к западу от рек Мургаб и Кишан) погруженную. По Тедженскому и Восточно-Копетдагскому разлому проходит четкая граница между складчатой и платформенной областями. Складки Копетдагского (хр. Муздеран и др.) и Аладаг-Биналудского складчатых сооружений «обрезаются» этими разломами, и восточнее, уже в пределах платформы, на их структурных продолжениях развиты антиклинали платформенного типа. Клиновидный «выступ» платформы по этим разломам далеко вдается к югу в Альпийско-Гималайское складчатое сооружение.

К югу, как указывает Д. А. Туголесов, наличием этой поперечной полосы обусловлено кулисное расположение встречных периклиналей антиклинальных цепей Аладаг — Биналуда и Паропамиза.

В Западном Афганистане, южнее Герата, все складчатые дуги имеют юго-западное простирание, а в Восточном Иране — юго-восточное, близкое к меридиональному, т. е. сочленение крупных складчатых зон происходит здесь под острым углом. Это позволило Н. С. Шатскому еще в 1952 г. наметить поперечную структуру, пересекающую геосинклинальную область. Подходящие к этому звену с запада и востока Аладаг-Биналудский и Паропамизский антиклинории меняют простирания, отклоняются к югу, и складки на встречных периклиналях резко затухают (Тектоническая карта СССР, 1952; Тектоническая карта Евразии, 1966).

Анализ регионального плана простираний основных палеозойских структурных элементов на территории Запада Средней Азии, Ирана и Афганистана выявляет ряд важных закономерностей в строении всего региона, а также позволяет проследить определенную унаследованность альпийских структур от более древних.

Простирания палеозойских структур группируются в четыре основных направления, характерные для каждого из регионов (рис. 3). На территории Западного Узбекистана и Восточной Туркмении явно преобладают северо-западные («тянь-шаньские») простирания структур, западной границей которых служит Урало-Оманский линеамент. К югу, по направлению к Паропамизу и Гиндукушу, палеозойские структуры приобретают субширотные простирания.

В Северном Афганистане широтные простирания Паропамиза и Гиндукуша на широте Кабула к югу меняются на четко выраженные юго-западные, образуя в этом секторе Азии виргацию. В Иране унаследованные палеозойские простирания в плане имеют сложный рисунок: на востоке преобладают меридионально ориентированные элементы, на юге — северо-запад — юго-восточные и на севере — сложные, в целом субширотные дуги. На территории Западной и Центральной Туркмении среди линейных палеозойских структур явно преобладают элементы с северо-западным простиранием.

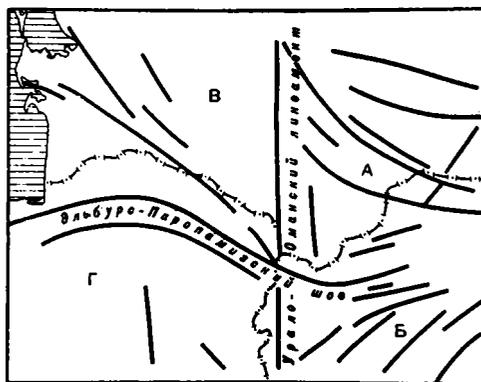
Таким образом, в региональном плане выделяются четыре области с характерными для каждой из них простираниями палеозойских струк-

турных элементов (Амурский, 1966). Границы этих областей с разными простираниями палеозойских структур представлены древнейшими тектоническими линиями.

Иранская и Афганская области отделены от северных (Туркменской и Тянь-Шаньской) субширотной Эльбурс-Паропамизской тектонической линией, разделяющей докембрийские геотектонические области различного строения. В палеозое ее контролирующее значение не только не ослабло, а видимо, даже усилилось, так как палеозойский структурный план резко отличен по обе стороны от нее. По мнению В. В. Кула-

Рис. 3. Схема основных палеозойских структурных направлений юга Туранской плиты и прилегающей части Альпийско-Гималайского складчатого сооружения.

А — Тянь-Шаньская область, Б — Афганская область, В — Туркменская область, Г — Иранская область



кова, уже в конце рифея был заложен ряд глубинных разломов, по которым происходило обособление Иранской (Иранского массива, по В. В. Кулакову) и Афганской частей складчатой области от древних платформ, а также от геосинклинали современной платформы Запада Средней Азии. Эти секторы сочленялись по Урало-Оманскому линеamentу (Хаин, 1968; Хаин и др., 1973).

Отметим, еще одну геотектоническую особенность Среднеазиатской части Урало-Оманского линеамента. Перед ним происходит встречное «выклинивание» и смещение крупнейших тектонических зон. Кроме уже описанного смещения складчатых дуг Туркмено-Хорасанских и Северо-Афганских горных сооружений зона примыкающего с севера синорогенного компенсационного прогибания также резко различна по обе стороны линеамента. Южно-Туркменская система компенсационных кайнозойских прогибов и впадин, которая протягивается в субширотном направлении через всю Туркмению, Урало-Оманским линеamentом четко разделяется на западную (Предкопетдагский предгорный прогиб) и восточную (Сандыкачинская зона прогибания, включающая Северо-Карабильский, Северо-Бадхызский и Даулетабадский прогибы) части. На участке пересечения Южно-Туркменской системы Урало-Оманским линеamentом возникла расплывчатая структурная перемычка. Однако различия западной и восточной частей системы заключаются не только в плановом смещении прогибов, но и в их генетической природе (Петрушевский, 1961). К западу от линеамента развит линейно-вытянутый типичный предгорный прогиб, связанный с молодыми складчатыми сооружениями, а к востоку — обширная Сандыкачинская зона прогибов и еще восточнее — Афгано-Таджикская межгорная депрессия. Как отмечает Б. А. Петрушевский (1961), это уже не линейно-вытянутые прогибы, тесно связанные в своем возникновении и развитии с определенной линейной складчатой зоной, а изометричные впадины, расположенные целиком на платформенном основании и скорее всего не связанные с молодыми складчатыми сооружениями.

В мезозое и палеогене западные разломы отделяли относительно приподнятую территорию Теджен-Мургабского междуречья от интен-

сивно прогибавшейся Копетдагской геосинклинали. В неоген-четвертичное время Копетдагская часть оказалась поднятой, а Теджен-Мургабская — опущенной. Несколько севернее, по обе стороны от Восточно-Унгузского звена, направленность движения в мезозое была иной: западные районы (Центрально-Каракумский свод) в течение всего мезозоя отставали в погружении, а восточные интенсивно погружались. После пересечения с Мангышлак-Предкызылкумской системой разрывных дислокаций, более приподнятой в мезозое, была восточная территория. Таким образом, пояс в целом являлся границей знакопеременных (шарнирных) или равного знака, но разной интенсивности движений.

В структурном отношении среднеазиатские звенья Урало-Оманского линеамента также образуют аномальную протяженную полосу, существенно отличную структурным «рисунком» от пересекаемых ею прилежащих областей платформы. Прежде всего следует отметить, что развитие структурных форм здесь шло унаследованно, и поэтому на всех горизонтах платформенного чехла мы видим долготные структуры (валы, зоны антиклиналей и т. д.), вытягивающиеся в полосу, которая прослеживается от северного берега Аральского моря на севере и до государственной границы на юге на протяжении 1200 км. Эта полоса включает в пределах платформы на севере Чушкакульский, Куландинский, Джаксыбуташский, Тахтакаирский; в центральной части Кошкунский, Восточно-Унгузский, Мергенский, Джартский, а на юге Байрамалийский и Мургабский валы.

Все эти структурные элементы относятся к классу при-, над- и межразломных валов (с соотношением осей около 1:10) и характеризуются значительно большими амплитудами, чем типичные платформенные элементы тех же порядков. Следовательно, на платформенном этапе Урало-Оманский линеамент был выражен в виде структурной зоны долготных валов с аномально высокой тектонической подвижностью. К югу по мере приближения к субширотному Альпийско-Гималайскому складчатому сооружению долготная структурная «зональность» постепенно затухает. Если в пределах Аральского звена вся его площадь «занята» строго меридионально ориентированными валами, а на Восточно-Заунгузском звене — большая часть, то в Герирудском звене долготные валы характерны только для северных участков, а вблизи гор преобладают уже широтные простирания структур. Так как валы последовательно сменяют друг друга, образуя «цепочки», то отдельные антиклинальные линии можно проследить на расстоянии в несколько сотен километров.

В структуре рельефа фундамента среднеазиатские звенья линеамента проявляются так же своеобразно — здесь сформировались линейно-ориентированные по его простиранию горсто-грабенные зоны. На севере (в акватории Арала), видимо, преобладают односторонние горсты, относительно незначительной ширины и в целом погружающиеся к западу; в средней части — сопряженные, иногда ступенчатые горсты и грабены, а на юге — обширная, но вытянутая по простиранию Герирудского звена полоса приподнятого залегания фундамента. Вместе с тем по мере продвижения к югу все большую роль в распределении блоковых массивов внутри звеньев приобретают широтные и субширотные разломы, которые расчлениают поперек горсто-грабенные зоны на разновысотные блоки.

Историко-тектоническая значимость Урало-Оманского линеамента сказалась в его контролирующем влиянии на распределение тектонических элементов в прошлом, объемах и пространственном размещении магматических образований и т. д. Одним из характерных признаков линеамента в его среднеазиатской части является то, что он разграничивает структурные элементы, различные по времени заложения, ха-

рактору деформации и направленности движения (последнее справедливо, во всяком случае, для альпийских этапов). Иногда он являлся границей для типов разрезв осадочного чехла.

Аральское, Восточно-Зауңгузское и Герирудское звенья линеамента, т. е. его современная платформенная часть, еще на этапе геосинклинального развития территории служили важнейшим геологическим рубежом, который в виде своеобразного «экрана» не позволял палеотяньшаньским складчатым и структурно-формационным зонам «продвигаться» далее к западу. В пределах Туркмении, в полосе, заключенной между ограничивающими разломами, а преимущественно по восточному ограничению звеньев, устанавливается резкая смена простираний осей магнитных аномалий. На восток от линеамента наблюдаются линейно-вытянутые, протяженные положительные и отрицательные магнитные аномалии типа Бухаро-Хивинской и Амударьинской с северо-западным простиранием, вообще характерным для всего этого региона. С запада к линеаменту подходят аномалии небольшой протяженности субширотного простирания. Магнитные аномалии, расположенные к востоку от него, имеют такое же дугообразное простирание, как все элементы складчатой структуры и структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня, которые, видимо, продолжаютс под покровом мезозойско-кайнозойских отложений. Судя по тому что звенья линеамента контролируют распространение на запад и заворот к северу тяньшаньских структур, он является древним и существовал уже к моменту герцинской складчатости Южного Тянь-Шаня. Смыкание разломов, составляющих этот линеамент, на севере с Уральскими также свидетельствует о его древнем заложении.

«Угловое» сочленение на юге элементов магнитного поля позволяет предполагать существование вдоль линеамента тектонически ослабленной зоны, по которой в допермское (?) время (время основного распределения магнитных масс) происходило внедрение магматического материала, по-видимому, преимущественно кислого состава, так как здесь отсутствуют линейные положительные аномалии магнитного поля. Подтверждением сказанного может быть наличие в пределах линеамента зоны приподнятого залегания магнитоактивных масс, совпадающей с высокоинтенсивным градиентом поля силы тяжести, которая прослеживается от г. Ургенча на севере и почти до г. Мары на юге.

На севере, в пределах Аральского моря, контролирующее положение линеамента сохраняется, здесь меридиональное структурное направление определяет заворот к северу структурно-формационных зон Среднего Тянь-Шаня и обособление их от Устюртских. Еще севернее (Вольвовский и др., 1966) область каледонской консолидации в среднем палеозое была ограничена меридиональным Восточно-Уральским региональным разломом (швом).

Время заложения «платформенных» звеньев Урало-Оманского линеамента устанавливается, исходя из возраста разделяемых или пересекаемых им структурных элементов и зон разломов, и является несомненно догерцинским. В связи с тем, что в районе Султан-Уиздага он пересекается Мангышлак-Предкызылкумской системой разрывных дислокаций, составляющие его звенья смещаются. Это позволяет предполагать очень древнее время заложения среднеазиатских звеньев Урало-Оманского линеамента. Кроме того, различия по обе стороны от него характера естественных геофизических полей, отражающих преимущественно ранние этапы развития территории, подтверждают это положение. Под осадочным чехлом звенья линеамента «просвечиваются» на ряде участков из-под герцинского структурного этажа.

Отметим также, что по простиранию контролирующе свойства разломов среднеазиатских звеньев изменялись: на юге они торцово «обреза-ли» структурно-формационные зоны Южно-Тянь-Шаньской геосинкли-

нали, а на севере являлись продольными, только ограничивая или разделяя зоны Средне-Тянь-Шаньской геосинклинали. Эти существенные различия проявлены резко и очень характерны для территорий, расположенных в первом случае к югу, а во втором — к северу от участка взаимного пересечения Урало-Оманского линеамента и Мангышлак-Предкызылкомской системы дислокаций.

В мезозое и частично в кайнозое платформенные звенья линеамента (во всяком случае в пределах Туркмении) служили границей, по обе стороны от которой интенсивность платформенного прогибания была различной. Эти различия, устанавливаемые по распределению мощностей и фаций, типу и полноте разрезов, приходится на пермотриасовое, юрское, поздне меловое и неогеновое время. На этапе, непосредственно следующем после консолидации фундамента, и при явном преобладании глыбово-складчатых перемещений блоков с разломами в пределах платформенных звеньев линеамента был связан интенсивный вулканизм, в основном трещинного типа, который обусловил накопление в области грабенового погружения (Амударьинской палеосинеклизе) преимущественно основных пород средне-позднекарбового (?) возраста.

И в последующем, в пермотриасе, вулканическая деятельность не прекращалась и обусловила присутствие в разрезах пермотриаса обильного вулканогенного материала. Характерно, что вообще вулканическая деятельность контролировалась преимущественно разломами Урало-Оманского линеамента — она возродилась, например, в палеогене по разломам южных звеньев.

Изложенные материалы имеют, по нашему мнению, определяющее значение в решении вопроса о структурных связях Южного Урала (уралид), Южного Тянь-Шаня (тянь-шанид), а также с системой субширотных герцинид Мангышлака.

В строении естественных геофизических полей, а особенно магнитного (отражающего особенности распределения магнитоактивных пород палеозойской (?) геосинклинали), четко устанавливается меридиональная структурная зональность. Урало-Оманский линеамент продолжает непосредственно структурные направления уралид и далеко к югу прослеживается в теле Туранской плиты.

Погребенные структурные зоны уралид не все прослеживаются к югу без изменения простираения, крайние западные и крайние восточные отворачивают в соответствующие стороны в направлении Эмбы и Тянь-Шаня, а к югу продолжают, видимо, только Тугузско(Тоболо)-Аятская, Прииргизская и Куландинская зоны.

Урало-Оманский линеамент нельзя рассматривать как непосредственное продолжение структурно-формационных зон уралид к югу. Он представляет собой часть планетарного пояса глубинных разломов, который можно рассматривать как «залеченную» рифтовую зону, в северных участках которой были заложены уральские структурные зоны, а на юге заложение и развитие самостоятельных узких геосинклинальных зон, аналогичных уральским, не происходило. Вместе с тем структурные продолжения уралид играли определенную роль в развитии палеозойских тектонических элементов запада Средней Азии. Урало-Оманский линеамент являлся своеобразным «барьером», перед которым затухали или торцово смыкались структурно-формационные зоны герцинид Южного Тянь-Шаня. На севере, в пределах Аральского моря, меридиональное направление контролировало заворот к северу структурно-формационных зон Среднего Тянь-Шаня и обособление их от Устюртских (Больвовский и др., 1966).

Изложенное позволяет предполагать отсутствие прямых связей между уралидами и герцинидами запада Средней Азии. Части меридиональных глубинных разломов, предопределивших заложение и развитие

Уральской геосинклинали, прослеживаются и далеко к югу вплоть до Аравийского полуострова, однако только в северной части по ним заложилась самостоятельная линейная геосинклиналь. Вместе с тем глубинные разломы Урало-Оманского линейного элемента играли важнейшую роль в палеозойской и мезозойско-кайнозойской истории тектонического развития Средней Азии. Участки их пересечения с системами глубинных разломов других простираний определяли положение, выклинивания и затухания герцинских зон Запада Средней Азии.

Урало-Оманский линейный элемент, разделяя древние и молодые платформы или их части с различным временем консолидации фундамента, на всех основных этапах геологической истории являлся шовной (граничной) зоной сопряжения разнопостроенных пластин земной коры, обладающей многими чертами сходства с другими шовными планетарными поясами или рифтами.

#### Литература

- Авров В. П., Булекбаев З. Э., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Д., Мулдакулов Г. Г., Шлезингер А. Е. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы.— В сб.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., «Недра», 1969.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1961.
- Амурский Г. И. Тектоника Восточной и Центральной Туркмении.— Тр. Гос. производств. геол. ком-та, вып. II. Ашхабад, 1964.
- Амурский Г. И., Борисов А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.
- Амурский Г. И., Гейман Б. М., Коц В. Г. О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линейного элемента.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 2.
- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и прилегающих районов.— В сб.: Тектоника Туркмении. «Наука», 1966.
- Амурский Г. И. Обзор основных этапов доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области.— Тр. Упр. геол. СМ ТуркмССР, вып. 5. Ашхабад, «БЫлым», 1968.
- Амурский Г. И., Гейман Б. М. Тектоника Западного Карабиля.— Тр. Упр. геол. СМ ТуркмССР, вып. 5. Ашхабад, «БЫлым», 1968.
- Амурский Г. И., Арест Ф. А., Воложик В. Т. Основные критерии выделения зон разломов в западных районах Средней Азии.— Тр. НТО, Упр. геол., СМ ТуркмССР. Вып. 1. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, «БЫлым», 1968.
- Амурский Г. И., Васильев В. Г., Габриэлянц Г. А. Региональная структура Запада Средней Азии.— В кн.: Сырьевая база развития газовой промышленности Средней Азии (геологические предпосылки). Л., «Недра», 1970.
- Борисов А. А. Глубинные разломы Запада Средней Азии.— В сб.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. «Наука», 1966.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966.
- Ганссер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. IV Междунар. нефт. конгр., т. 1. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугод-жар.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 60.
- Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии.— В сб.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
- Глазунова А. В., Голуб Д. П., Макарова В. А. Некоторые вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных для изучения глубинного строения территории Запада Средней Азии.— В сб.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Кулаков В. В. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. О. Афганистан.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 1.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, вып. 4.
- Славин В. И., Мирзод С. Х. Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геология, 1969, № 4.
- Смирнов Л. Н. Мургабская впадина — перспективный нефтегазоносный бассейн.— Геол. нефти и газа, 1957, № 10.
- Тектоническая карта СССР, м. 1 : 4 000 000. Гл. ред. Н. С. Шатский, 1952.

Тектоническая карта Евразии, м. 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин, 1966.

*Хаин В. Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 3.

*Хаин В. Е.* Западный Эльбурс и впадины Центрального Ирана.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука» и «Недра», 1964.

*Хаин В. Е.* Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. Моск. ун-та, Геология, 1968, № 6.

*Хаин В. Е., Кац Я. Г., Селицкий А. Г., Славин В. И., Ануфриук Т. П.* Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статья II — восточный сегмент).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 4.

*Шатский Н. С.* О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

*Штёклин Дж.* Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.

ВНИИГАЗ

Статья поступила  
17 апреля 1974 г.



УДК 551.242.3(571.651+265.2)

ВЕРБА М. Л., ЕРМАКОВ Б. В.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
ЧАСТИ ШЕЛЬФА БЕРИНГОВА МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ  
ПОБЕРЕЖИЙ**

На основании анализа новых геофизических данных по шельфу Анадырского залива и прилегающих акваторий Берингова моря, а также материалов по геологическому строению северо-восточной части Корякского нагорья авторы предлагают схему тектонического районирования указанного региона, на которой отражены районы докембрийской стабилизации (Провиденский массив), районы раннемезозойской стабилизации (Анадырско-Золотогорский массив) и районы проявления позднемезозойской и раннекайнозойской складчатости (Корякско-Камчатская складчатая область).

Интерес к геологии Берингоморского шельфа связан с его положением в зоне сочленения структур Корякского нагорья и Чукотки, с одной стороны, и Западной Аляски — с другой. С. М. Тильманом и др. (1969); Ю. М. Пущаровским, (1972); Б. Х. Егиазаровым и др. (1972) предложены различные варианты связи этих структур, но крайне слабая изученность шельфа Берингова моря делала эти построения весьма гипотетичными. Отсутствие достаточной информации о геологическом строении шельфа объясняет дискуссионность тектонической позиции и некоторых прибрежных участков суши. Это относится в первую очередь к вопросу о границах, возрасте и самом факте существования жесткой Берингоморской (Эскимосской) платформы (плиты, блока), показанной на тектонической карте Арктики под редакцией И. П. Атласова (1964 г.) под названием Анадырско-Сьюардского массива докембрийского возраста.

На основании анализа новых геолого-геофизических данных по шельфу Анадырского залива и прилегающих акваторий Берингова моря, полученных в 1970—1973 гг. Полярной экспедицией НПО «СЕВМОРГЕО», и привлечения материалов по геологическому строению северо-восточной части Корякского нагорья авторы предлагают схему тектонического районирования северо-западной части Берингова моря и прилегающих побережий. За основу тектонических построений принята схема Б. Х. Егиазарова и др. (1972). В методическом отношении при составлении схемы реализован историко-морфологический подход, рекомендованный Н. С. Шатским (1957).

При геологической интерпретации геофизических материалов учитывались прежде всего магнитометрические данные, освещающие всю акваторию западной части моря. Они были дополнены результатами гравиметрических и сейсмических работ, охвативших несколько меньшую площадь. По данным количественных расчетов глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих объектов, выполненных С. С. Ивановым (1968), были построены геологические разрезы, часть которых приведена на рис. 1. Анализ геологических материалов по прилегающим побережьям позволил произвести стратификацию выделенных магнитных горизонтов, а в дальнейшем — и построение структурных схем по различным магнитным горизонтам. Их составлению

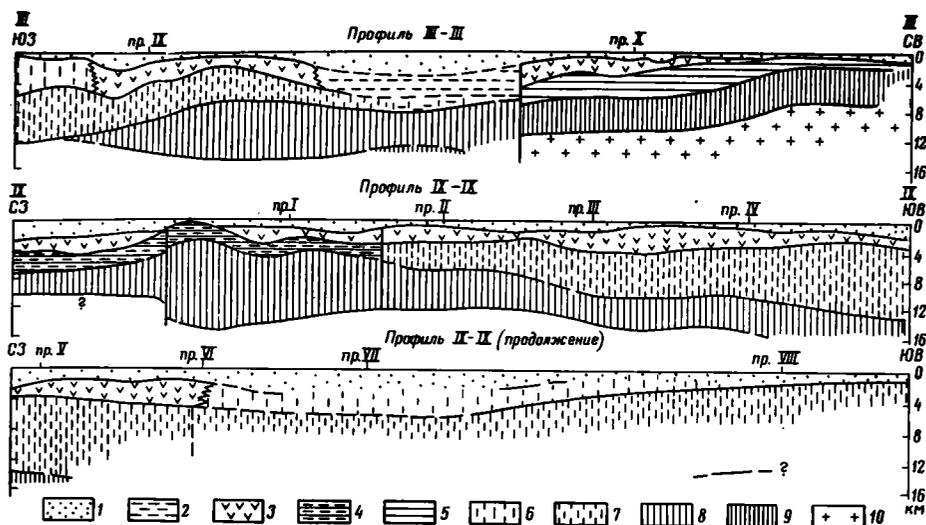


Рис. 1. Геологические профили через Анадырский залив, построенные по материалам количественной интерпретации аэромагнитных данных. М. 1:1 000 000. Расположение профилей показано на рис. 2. Покровные комплексы: 1 — неоген-четвертичный терригенный, 2 — верхнесенон-датский терригенный, 3 — нижнемеловой-палеогеновый вулканогенный, 4 — верхнеюрско-меловой терригенно-вулканогенный, 5 — палеозойско-юрский карбонатно-терригенный; комплексы основания: 6 — палеогеновый терригенный, 7 — верхнеюрско-меловой терригенно-вулканогенный, 8 — палеозойско-среднеюрский терригенно-вулканогенный, 9 — докембрийский метаморфический, 10 — архейский (?) ультраметаморфический

предшествовало районирование физических полей, которое было основано на выделении закономерно ориентированных систем аномалий путем трансформации полей. В итоге этого анализа была сделана попытка определения относительного возраста магнитовозмущающих и гравитирующих объектов. Результаты этого анализа отражены на рис. 2 и 3. Основная сложность при этом состояла в том, что складчатые движения, обусловившие появление определенных систем гравитационных и магнитных аномалий, проявлялись в рассматриваемом регионе неоднократно. Наиболее существенные из них имели место на рубеже позднего протерозоя и раннего палеозоя, на рубеже средней и поздней юры, в позднем мелу и палеоцене. Наложение разновозрастных дислокаций создает сложный, «интерференционный» рисунок аномальных физических полей.

Последовательное выделение наложенных систем аномалий, т. е. разделение их по возрасту, позволило оконтурить районы с разновозрастной складчатостью и выделить следующие крупные структурные элементы (рис. 4): Провиденский массив докембрийской стабилизации, Золотогорско-Анадырский массив раннемезозойской стабилизации, позднемезозойско-кайнозойскую складчатую систему (Корякско-Западно-Камчатскую по Б. Х. Егiazарову и др., 1972). В качестве наложенных структур устанавливается два вулканогенных пояса: раннемеловой-палеогеновый (Охотско-Чукотский) и значительно меньший по масштабам палеоцен-эоценовый (Анадырско-Пенжинский). При проведении границ структурных комплексов в разрезе перечисленных выше тектонических элементов авторы исходили из необходимости обособить толщи осадочных образований, способных вмещать скопления нефти и газа. К таким толщам обычно относят в первую очередь покровные комплексы, в состав которых входят как субплатформенные отложения чехла массивов, так и позднеорогенные образования геосинклинального цикла. В качестве фундамента покровных комплексов рассматриваются

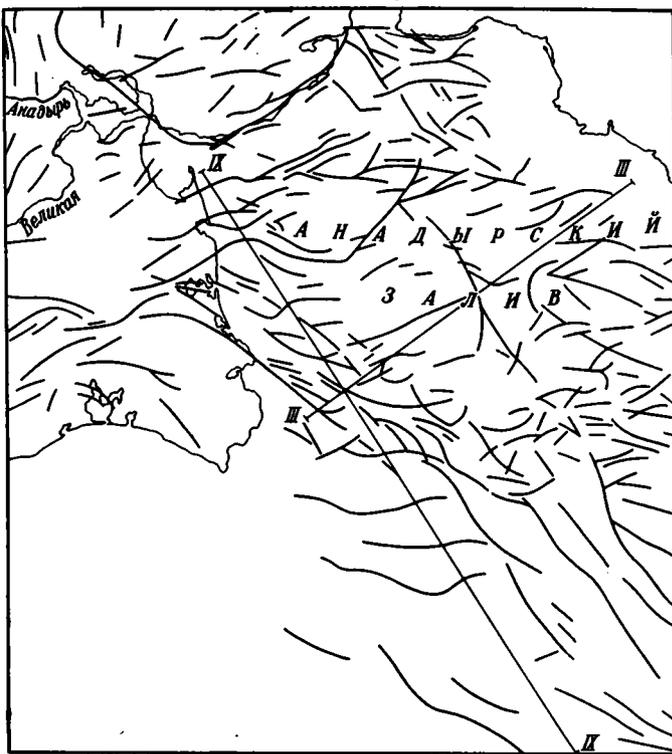


Рис. 2. Схема расположения осей магнитных аномалий северо-западной части Берингова моря. М. 1 : 2 500 000. На схему нанесены линии геологических профилей, показанных на рис. 1

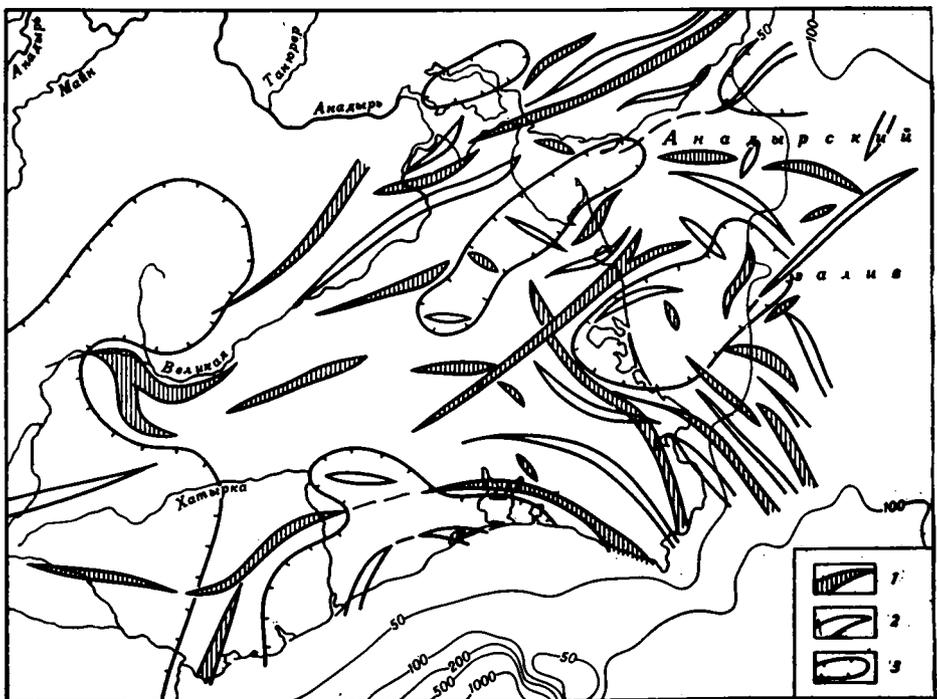


Рис. 3. Схема расположения аномалий силы тяжести в западной части Анадырского шельфа и прилегающей части Корякского нагорья. М. 1 : 2 500 000. При составлении схемы использованы материалы Е. М. Кастальского и Е. Н. Зацепина. 1 — оси положительных аномалий, 2 — оси отрицательных аномалий, 3 — участки общего понижения уровня гравитационного поля



полноскладчатые образования, слагающие консолидированные блоки различного возраста.

**Провиденский массив** охватывает наиболее древнюю часть выделявшегося ранее Анадырско-Сьюардского массива (Егизаров, 1972) и располагается на юге Чукотского полуострова. В строении Провиденского массива выделяется докембрийский фундамент и палеозойско-мезозойский покровный комплекс. Фундамент сложен метаморфизованными протерозойскими образованиями этельхвылеутской и пенкигнейской серий: гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами общей мощностью более 3500 м (Геология СССР, т. XXX, 1970). Отложения покровного комплекса формируют два структурных яруса. Нижний из них — палеозойский — представлен карбонатно-терригенными породами девона и карбона, измененными в начальной стадии зеленосланцевой фации метаморфизма. Мощность палеозойских образований около 2000 м. Верхний структурный ярус сложен полого залегающими терригенными отложениями триаса и поздней юры — валанжина. Песчано-глинистые породы с примесью псефитового материала, большим количеством растительного детрита и отдельными маломощными прослоями углей распространены повсеместно, достигая 3000 м мощности. Покровный комплекс с отчетливым угловым несогласием залегает на образованиях фундамента. Расшифровка деталей его структурного плана не представляется возможной в связи с широким развитием поверх него меловых и палеогеновых эффузивов Охотско-Чукотского пояса. Структура Провиденского массива усложнена разломами, преимущественно северо-восточного простирания, и многочисленными интрузивами меловых гранитоидов, генетически связанных с активным магматизмом Охотско-Чукотского пояса.

Своеобразное отражение структур массива в физических полях позволяет проследить его продолжение на шельфе в северо-восточной части Анадырского залива. В магнитном поле, отличающемся в целом пониженными значениями напряженности, выделяются аномалии трех типов: линейные, довольно значительные по величине; округлые и овальные, также значительной интенсивности, и аномалии расплывчатой, неправильной формы. Линейные аномалии обладают различной ориентировкой, так что установить главенствующее простирание не удастся. Гравитационное поле в пределах шельфовой части массива изучено слабее, оно отличается отсутствием резко выраженных линейных аномалий (см. рис. 3). Различие в строении Провиденского массива и смежных структур четко устанавливается на геомагнитных профилях (см. рис. 1). С различной степенью достоверности выделяются: толща, насыщенная магнитоактивными телами и залегающая на интервале глубин от 0,5—1,5 до 2,5—4,5 км, два более глубоких горизонта, к которым приурочены верхние и нижние кромки магнитовозмущающих тел на глубинах от 2 до 11 км. Верхняя, невыдержанная по мощности (от 1,0 до 3,0 км) толща уверенно сопоставляется с эффузивами Охотско-Чукотского пояса, а два нижележащих горизонта интерпретируются как кровля складчатого основания массива и кровля кристаллического фундамента («гранитного» слоя). Складчатый комплекс фундамента имеет выдержанную мощность 4—7 км, плавно увеличивающуюся в южном направлении. В толще, соответствующей покровному комплексу и слагающей среднюю часть разреза, магнитоактивные тела очень редки. Мощность палеозойских и мезозойских пород покровного комплекса изменяется в интервале 2—4 км. В центральной части шельфового продолжения Провиденского массива фиксируется уменьшение мощности покровного комплекса, совпадающее по площади с крупным поднятием фундамента, вытянутым в северо-восточном направлении. Наблюдается общее погружение кровли фундамента по направлению к периферии массива, которое можно объяснить влиянием прогибания в сопредельных гео-

синклинальных структурах в палеозойское и раннемезозойское время.

**Золотогорско-Анадырский массив** охватывает хр. Золотой и центральную часть Анадырской низменности и причленяется к докембрийскому ядру с северо-запада. В качестве его фундамента выступают дислоцированные палеозойско-раннемезозойские образования, а покровный комплекс сложен позднеюрско-неогеновыми отложениями (Русаков, 1969). Породы фундамента вскрываются на хр. Золотом, а также слагают ядра антиклинорий поздних мезозойских, выступая здесь в качестве нижнего структурного яруса складчатого основания. Особенности строения фундамента позволяют наметить в его пределах три структурных яруса.

Нижний структурный ярус выделяется условно и охватывает структуры, сложенные предположительно докембрийскими кристаллическими сланцами, мраморами и амфиболитами, распространенными по данным Е. Ф. Мартынова в хр. Золотом и кристаллическими сланцами правобережья р. Иомраутваам (Русаков, 1969; Геология СССР, т. XXX, 1970). Породы интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными разломами. Метаморфические формации нижнего структурного яруса Золотогорско-Анадырского массива, также как и образования первого геосинклинального цикла в пределах Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы, о чем будет сказано ниже, представляют собой, видимо, фрагменты консолидированных ранее структур, сохранившиеся в ядрах интрагеоантиклинальных поднятий. Подобные «микроконтиненты» по В. Е. Хаину являются весьма характерным структурным элементом геосинклинальных поясов.

В строении среднего структурного яруса принимают участие палеозойские кремнистые породы, эффузивы основного и среднего состава, туфы с линзами известняков и плачками песчано-глинистых сланцев хатырской и наанкнейской свит мощностью 3800 м (Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья, 1965). Узкие линейные складки имеют северо-восточное простирание и осложнены разломами, среди которых заметную роль играют надвиги.

Верхний структурный ярус фундамента объединяет складки триасово-среднеюрских пород. Раннемезозойские образования представлены песчано-глинистыми отложениями с редкими покровами эффузивов андезит-дацитового состава, прослоями туфов общей мощностью 3000 м. Верхний ярус также формируется линейными структурами северо-восточного простирания, отличающимися от складок подстилающего яруса более простой геометрией и меньшими углами падения пород на крыльях.

Все три структурных яруса фундамента разделены проявлениями складчатых движений. Рельеф фундамента Золотогорско-Анадырского массива определяется серией поднятий и разделяющих их впадин. Наиболее крупным поднятием является Золотогорское, где покровный комплекс представлен лишь меловыми и палеогеновыми эффузивами небольшой мощности. Анадырская впадина отличается сравнительно глубоким залеганием фундамента и широким развитием недислоцированных осадочных пород покровного комплекса.

В строении покровного комплекса массива намечается четыре структурных яруса. Образования ярусов отделяются не складчатыми деформациями, а изменением границ седиментационного бассейна во времени, которое определяется эпейрогеническими движениями фундамента массива. Состав пород структурных ярусов определен по материалам бурения (Агапитов и др., 1970, Бурлин, 1967).

Первый структурный ярус охватывает ограниченно распространенные позднеюрские-раннемеловые отложения, которые представлены песчано-конгломератовыми и песчано-глинистыми породами со значительной примесью вулканогенного материала. Отложения накопились в

морских или в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют находки раковин пелеципод, остатков растений и присутствие маломощных прослоев углей. Мощность отложений этого яруса до 900 м.

Второй структурный ярус объединяет поздне меловые образования, также имеющие ограниченное развитие. Морские алевроито-глинистые породы с прослоями конгломератов и песчаников общей мощностью до 500 м залегают со стратиграфическим перерывом на образованиях первого яруса с резким угловым несогласием на породах фундамента. Мощность поздне меловых отложений существенно увеличивается в краевых частях массива, прилегающих к поздне мезозойской складчатой системе.

Третий структурный ярус построен палеоцен-раннемиоценовыми песчано-глинистыми и песчанистыми породами морского и прибрежно-морского происхождения. Распространение этих пород изучено слабо, по-видимому, они присутствуют далеко не повсеместно. В прибрежно-морских образованиях установлены пласты углей рабочей мощности. В нижней части разреза локальным развитием пользуются базальты, андезиты и туфы палеоцен-эоценового возраста. Мощность пород, слагающих ярус, изменяется в широких пределах от 0 до 2000 м.

Четвертый структурный ярус сложен среднемиоценовыми-плейстоценовыми отложениями, пользующимися наибольшим распространением. В строении яруса участвуют песчано-глинистые морские, прибрежно-морские и континентальные образования автаткульской, елисеевской, озернинской свит общей мощностью от 1300 м.

Таким образом, максимальная мощность покровного комплекса Золотогогорско-Анадырского массива составляет 4700 м.

Продолжение массива на шельфе охватывает северо-западную часть Анадырского залива. Особенности массива в физических полях выявляются только при их трансформации — осреднении и пересчете в верхнее полупространство (на высоту 10 км). В результате этих операций установлено, что имеются различия в ориентировке осей гравитационных аномалий, вызванных объектами, залегающими на разной глубине. Оси аномалий, связанных с глубоко залегающими телами, имеют отчетливо выраженное северо-восточное простирание и значительную протяженность. Оси гравитационных аномалий от близповерхностных объектов характеризуются разнообразной ориентировкой, а по простиранию они прослеживаются на небольшие расстояния. Гравитирующие объекты этих аномалий располагаются в покровном комплексе.

В аномальном магнитном поле особенности строения массива проявляются более четко. Ориентировка осей основных магнитных аномалий отражает хорошо выдержанную систему дислокаций северо-восточного простирания, характерную лишь для данной части акватории. Отчетливые отличия шельфового продолжения Золотогогорско-Анадырского массива от сопредельных структур подкрепляются анализом материалов количественной интерпретации магнитных аномалий по профилю IX—X (см. рис. 1). На нем видно резкое изменение типа геомагнитного разреза в рассматриваемой части Анадырского залива. В северных частях профилей относительно надежно выделяется толща магнитоактивных пород мощностью от 0 до 2,5 км, которая сопоставляется с меловыми-палеогеновыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Кровля толщи залегает на глубинах 1—2 км, а подошва — на глубинах до 4 км. В нижней части разреза залегает мощная (8—12 км) толща, несколько менее насыщенная магнитоактивными телами, отличающимися, однако, большей намагниченностью пород. Эта толща сопоставляется со складчатыми палеозойско-среднеюрскими образованиями фундамента массива, погруженными на глубину от 2 до 6 км. Заключенный между двумя охарактеризованными выше толщами комплекс относительно слабо намагниченных пород, отождествляе-

мый с позднеюрско-меловыми породами покровного комплекса, имеет небольшую мощность (2—3 км) и местами выделяется условно.

Распределение физических полей по площади и особенности пространственного распространения горизонтов, установленных по геомагнитным профилям, позволяет в пределах шельфовой части массива установить ряд поднятий, наиболее крупным из которых является Анаутское. Судя по геофизическим данным, его строение в целом аналогично строению Золотогорского поднятия.

**Позднемезозойско - кайнозойская Корякско - Западно - Камчатская складчатая система** входит в состав Корякско-Камчатской складчатой области и непосредственно примыкает с запада и юга к Золотогорско-Анадырскому массиву. Складчатая система представлена двумя ветвями структур: Пекульнейско-Рарыткинской, имеющей простирание от северо-восточного до субмеридионального, и Укушвуйненской, ориентировка которой изменяется от субширотной до северо-западной. Эта виргация складчатых структур системы обусловлена наличием Золотогорско-Анадырского массива.

По данным различных авторов (Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья, 1965; Егиазаров и др., 1972), в строении складчатой системы принимают участие образования двух геосинклинальных циклов: палеозойско-раннемезозойского и позднемезозойско-кайнозойского. Породы первого из этих циклов установлены только в ядрах крупных антиклинориев, где выступают в качестве нижнего комплекса складчатого основания. Структурные ярусы этого комплекса совпадают с таковыми Золотогорско-Анадырского массива и, видимо, являются их продолжением.

Образования второго геосинклинального цикла, залегающие с резким угловым несогласием на палеозойских и триасово-среднеюрских породах, подразделяются на четыре структурных яруса. Первый структурный ярус охватывает позднеюрские-валанжинские раннегеосинклинальные отложения. В Пекульнейско-Рарыткинской ветви преобладают вулканогенно-кремнистые породы: спилиты, базальты, яшмы, кремнистые породы и сопровождающие их интрузии ультраосновного состава. Мощность отложений достигает 3000 м. Укушвуйненская ветвь характеризуется увеличением роли тонкообломочных глинистых образований с редкими маломощными покровами спилитов, базальтов и пластами и пачками терригенных пород, обогащенных примесью кремнистого материала (инаськвваамская, пекульнейская свиты). Мощность отложений, участвующих в строении яруса, уменьшается здесь до 500—1700 м.

Второй структурный ярус представлен готеривско-раннесенонскими песчаниками и аргиллитами, переслаивающимися в различных соотношениях. Конгломераты и гравелиты образуют маломощные прослои. Породы сформировались в среднегеосинклинальную стадию развития системы, их мощность 6000—7000 м. В пределах зародившихся интрагеоантиклинальных поднятий — Ваежского, Койвэрэланского, Майницкого и др. — образования второго структурного яруса с угловым несогласием залегают на смятых в линейные складки породах первого яруса. В интрагеосинклинальных прогибах между позднеюрско-валанжинскими и готеривско-раннесенонскими отложениями наблюдаются согласные соотношения.

Третий структурный ярус сложен позднесенонскими и датскими песчано-глинистыми, песчанистыми, песчано-конгломератовыми породами, мощность которых достигает 2500 м — белореченская, высокореченская, рарыткинская свиты. Отмечаются отдельные прослои углей. Локальным распространением пользуются эффузивы основного состава и их туфы. Отложения этого яруса отлагались в морских и прибрежно-морских условиях и представляют собой раннеорогенные образования. Только в наиболее прогнутых частях сохранившихся интрагеосинклинальных

прогибов позднесенонские-датские породы согласно залегают на ранне-сенонских, в остальных случаях они с несогласием перекрывают подстилающие образования.

Четвертый структурный ярус объединяет грубообломочные и песчано-глинистые отложения палеоген-неогенового возраста. Во многих районах оз. Красное, хр. Рарыткин) терригенные породы содержат мощные покровы эффузивов основного и среднего состава, а также прослой туфов палеоцен-эоценового времени. Участвующие в строении яруса породы отлагались в прибрежно-морских, континентальных и реже морских условиях, выполняя наложенные и унаследованные впадины, и формируют собой позднеорогенный комплекс. Они слагают брахиформные складки и с угловым несогласием залегают на подстилающих отложениях. Мощность палеоген-неогеновых пород до 3000 м. Эффузивы позднеорогенного комплекса совместно с излившимися породами того же возраста третьего структурного яруса Золотогорско-Анадырско-го массива образуют **Анадырско-Пенжинский вулканогенный пояс** палеоцен-эоценового возраста. Орогенные образования (третьего и четвертого структурных ярусов) в зоне сочленения Корьякско-Западно-Камчатской системы и Золотогорско-Анадырского массива выполняют Предрарыткинский и Майницкий тыловые прогибы. Эти прогибы заполнены терригенными, преимущественно грубообломочными породами мощностью 3000—4000 м.

В северо-западной части Берингоморского шельфа прослеживается только одна из ветвей рассматриваемой складчатой системы — Укушвуйненская. Она отчетливо выделяется в структуре аномальных физических полей преобладанием хорошо выдержанных линейных элементов. Простирается в восточном направлении изменяется от субширотного до северо-западного. На расстоянии порядка 200 км от береговой линии Укушвуйненская ветвь складок, постепенно сужаясь, замыкается. Она состоит из трех антиклинорий: Беринговско-Барыковского, Фадеевского и Наваринского, разделенных Алькатваамским и Кенвутским синклиниями. Все эти структуры находят свое продолжение на суше.

Кроме перечисленных выше на рассматриваемом шельфе установлен ряд структур, не имеющих продолжения на суше. Так, с востока к Укушвуйненской ветви кулисообразно причленяется еще одна ветвь складок, получившая в ранних публикациях (Верба, Иванов, 1972) название Восточно-Барыковской. В ее пределах выделяются протяженные линейные структуры типа антиклинорий: Ламутский и Сарычский. Особенность Восточно-Барыковской ветви состоит в том, что, обладая господствующим северо-западным простираем складчатых структур, она содержит отдельные аномальные зоны почти широтного простираения, прослеживаемые из соседней Укушвуйненской ветви. Другое отличие состоит в том, что в ее пределах активнее проявились магматические процессы (внедрения интрузий, покровные излияния), сформировавшие сравнительно мощный вулканогенный комплекс.

Анализ геомагнитных профилей, пересекающих Укушвуйненскую и Восточно-Беринговскую ветви складок показывает, что основные геосинклинальные комплексы прослеживаются в их пределах без заметных различий, за исключением самых верхних частей разрезов. Разделение же разрезов на толщи, отличающиеся по количеству магнитоактивных тел и их геологической природе, представляет здесь наибольшую трудность, поскольку между верхней толщей магнитных (предположительно палеогеновых) эффузивов и нижележащей меловой складчатой толщей, также содержащей магнитные тела, отсутствует комплекс немагнитных образований. Статистическая обработка результатов расчетов намагниченности тел и характера их распределения по разрезу позволила выявить различия толщ. Прослеживание их по простираению дает возможность выделить в центральной части Анадырского залива про-

должение Анадырско-Пенжинского вулканогенного пояса и перекрытой им Восточно-Барыковской ветви.

К востоку от этих структур мощность предположительно позднемеловой-кайнозойской толщи (третьего и четвертого структурных ярусов) значительно увеличивается, причем одновременно уменьшается мощность нижней толщи, соответствующей складчатому комплексу (первого и второго структурных ярусов). Наряду с типичными северо-западными простираниями осей аномалий для этой зоны характерно наличие в магнитном поле пологих аномалий северо-восточной ориентировки, не свойственных для этой части Корякско-Западно-Камчатской системы. Краевое положение описываемой структуры в складчатой системе на границе ее с Провиденским докембрийским массивом, особенности строения геомагнитного разреза и появление необычно ориентированных аномалий, позволяет предполагать ее сходство с тыловыми прогибами типа Предарыткиского и Майницкого, возникшими на границе геосинклинальной системы и массива.

Проведенное тектоническое районирование северо-западной части Берингоморского шельфа, основанное на интерпретации новых геофизических материалов по акватории и анализе прилегающих участков суши позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Выделявшийся ранее Анадырско-Сьюардский массив (по Б. Х. Егiazарову) представляет собой гетерогенную структуру. Его ядро — Провиденский массив — является наиболее жестким и устойчивым блоком, консолидированным в докембрийское время. В результате проявления допозднеюрской складчатости, завершившей палеозойско-раннемезозойский геосинклинальный цикл к Провиденскому массиву с юга-запада причленился Золотогорско-Анадырский массив раннемезозойской стабилизации.

2. Покровный комплекс в пределах Провиденского массива сформировался в палеозойское и мезозойское время. На Золотогорско-Анадырском массиве покровный комплекс формировался лишь в позднемезозойское-кайнозойское время, но несмотря на это мощность его больше, чем на Провиденском блоке более древней стабилизации. Это свидетельствует о большой мобильности Золотогорско-Анадырского массива по сравнению с Провиденским.

#### Литература

- Асанитов Д. И., Бурлин Ю. К., Дрaбкин Н. Е. и др. Результаты геологоразведочных работ на нефть и газ в Анадырской впадине и задачи дальнейших исследований.— Геология нефти и газа, 1970, № 8.
- Бурлин Ю. К. Возможные площади нефтегазоаккумуляции в Анадырской впадине на Чукотке.— Вестн. МГУ. Геология, 1967, № 7.
- Верба М. Л., Иванов С. С. Система кайнозойских прогибов Берингоморского шельфа.— Тез. докл. на VIII сессии научного совета по тектонике Сибири и Д. Востока. Южно-Сахалинск, 1972.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965.
- Геология СССР, т. XXX, ч. 1 и 2. Геологическое описание. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970.
- Егiazаров Б. Х., Ермаков Б. В., Вакар В. А. и др. Главнейшие особенности тектоники северной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики, Л., НИИГА, 1972.
- Иванов С. С. Об определении глубины залегания нижней границы магнитных тел.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 5.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Русаков И. М. О тектонике Анадырско-Корякского района Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА, региональная геология, вып. 16. М., 1969.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР, м-ба 1 : 2 500 000) Тр. СВКНИИ, вып. 33, Магадан, 1969.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 (477 + 478.9)

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА УКРАИНСКОЙ И МОЛДАВСКОЙ ССР

В 1973 г. вышла в свет прекрасно оформленная, красочная, четырехлистная тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР<sup>1</sup>, сопровождающаяся краткой объяснительной запиской<sup>2</sup>. В основу тектонического районирования авторским коллективом были положены историко-геологические и структурные принципы, несколько отличные от историко-тектонического районирования по возрасту «главной складчатости» (выделение циклов тектогенеза), применяемого на большинстве мелкомасштабных тектонических карт. Вероятно, для среднемасштабных тектонических карт, к каким относится тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР, районирование только по возрасту главной складчатости недостаточно. Для повышения тектонической выразительности действительно необходимо выделять определенные типы структур, повышающие историческую и структурную детальность карты. Однако районирование по типам структур не должно нарушать более крупные историко-тектонические единицы, выделенные по возрасту главной складчатости, а строго вписываться в них. Структурное районирование должно быть логичным и последовательно выдержанным по всей территории карты.

Легенда тектонической карты Украинской и Молдавской ССР начинается с Восточно-Европейской дорифейской платформы с тремя подразделениями: Украинский щит, склоны Украинского щита совместно с Воронежской антеклизой и Днепровско-Донецкая впадина. Украинский щит в свою очередь по легенде карты подразделяется на складчатые системы и соответствующие им серии и комплексы пород, участвующие в строении этих систем: днеприды, бугиды и т. д. И вот здесь допущена первая грубая ошибка, достаточно часто распространенная при тектоническом районировании, когда путаются геосинклинальные и платформенные понятия. Днеприды, бугиды и другие складчатые дорифейские системы никакого отношения к Украинскому щиту как структуре не имеют. Последний, как и вся Восточно-Европейская платформа в целом, возник после завершения геосинклинального режима, т. е. после становления фундамента. Украинский же щит представляет собой платформенную структуру, которая может быть подразделена на более частные платформенные структуры (поднятия, впадины, прогибы

<sup>1</sup> Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР, масштаб 1:1 000 000, гл. редактор М. В. Муратов, Картографическо-геофизическое предприятие, 1969.

<sup>2</sup> Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР, масштаб 1:1 000 000, гл. редактор М. В. Муратов, Киев, 1972.

и т. д.), но ни в коем случае не на геосинклинальные складчатые системы. Эти системы в легенде карты должны стоять до рубрики Восточно-Европейская платформа и Украинский щит. Другое дело, что выделены днеприды, бугиды и другие складчатые системы на данной карте только на территории Украинского щита, где они наиболее полно изучены и объективно протрассированы. Но ведь «территория Украинского щита» и сам «щит как геологическая структура» совершенно разные понятия, что, к сожалению, не нашло отражения ни в легенде карты, ни в объяснительной записке к ней.

Восточно-Европейскую платформу как единый крупный платформенный структурный элемент на территории карты следовало бы согласно общепринятым представлениям прежде всего разделить на Украинский щит и Русскую плиту. К сожалению, последнее понятие почему-то вообще не фигурирует в легенде и тексте объяснительной записки. Граница Украинского щита, судя по объяснительной записке, принята условно по нулевой изолинии поверхности фундамента. Однако на карте она не нашла отражения. Нулевой изогипсе соответствует граница снятия платформенного чехла и показа внутренней структуры докембрийского фундамента. Но ведь граница изображения внутренней структуры фундамента принята на карте Украинской и Молдавской ССР по нулевой изолинии чисто условно. Ее можно было провести по изогипсам +50 м или —200 м или вообще для всей площади Восточно-Европейской платформы, снять платформенный чехол и отразить внутреннее строение фундамента. Поэтому на тектонической карте Украинской и Молдавской ССР необходимо было специальной отмывкой или специальным знаком отразить контур Украинского щита как структуры первого порядка Восточно-Европейской платформы.

Русская плита Восточно-Европейской платформы подразделена на склоны Украинского щита и Воронежскую антеклизу и Днепро-Донецкую впадину (авлакоген) и закрашена соответственно в коричневые и голубые тона. Их структурная выразительность отражена изогипсами поверхности фундамента, горизонтами внутри чехла, знаками локальных структур и разрывными нарушениями. К сожалению, принципы выделения структурных подразделений остались авторами не раскрыты. Отсюда сразу же возникает масса вопросов. Почему, например, Днепро-Донецкая впадина выделена в качестве самостоятельного структурного элемента со своей окраской, а Львовский палеозойский прогиб отражен цветовой отмывкой контура и включен в состав склона Украинского щита. Тоже можно сказать и о Вольно-Полесском авлакогене. Это же замечание можно сделать и для Причерноморских шовных грабенов. Они также выделены в качестве единого структурного элемента, окрашенного в голубые тона, как и Днепро-Донецкая впадина. Это уже плохо, поскольку последняя выполнена преимущественно палеозойским комплексом пород, а шовные грабены представляют мезозойские структуры. С другой стороны, мезозойские шовные грабены расположены как на территории Восточно-Европейской платформы, так и на площади Скифской плиты, т. е. областях разного возраста складчатости, не отличаясь цветом. В легенде они показаны как самостоятельный тектонический элемент равного ранга с Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. Но при этом нарушается историко-геологический принцип, который кладется в основу тектонического районирования данной карты. Более правильно с позиций авторов Причерноморские шовные грабены, расположенные на территориях Восточно-Европейской платформы, с одной стороны, и Скифской плиты — с другой, выделять в самостоятельной гамме цветов, которая отражала бы прежде всего возраст фундамента. Еще меньше последовательности в изображении Стрыйского юрского прогиба, являющегося непосредственным северо-западным продолжением Молдавского

грабена. Первый из них отражен на карте в виде отмывки синего цвета в структуре склона Украинского щита, а последний включен в состав Причерноморского шовного грабена, имеющего самостоятельное значение и свою голубую окраску.

Как указывалось выше, дополнительное районирование по типам структур вполне правомерно и целесообразно для среднемасштабных тектонических карт. Однако на тектонической карте Украинской и Молдавской ССР оно оказалось плохо продуманным. Например, можно было бы рекомендовать для Русской плиты Восточно-Европейской платформы различными гаммами цветов отразить рифейские, палеозойские и мезозойские структурные элементы, оговорив при этом верхние пределы мощностей выполняющих их комплексов пород.

Овручские образования Украинского щита рассмотрены совершенно справедливо как платформенные. Они слагают наиболее древнюю платформенную впадину. В связи с этим их зеленая окраска малоудачна, поскольку подобными цветами обычно закрашивают наиболее молодые мезозойские платформенные структуры. Этот наиболее древний платформенный комплекс в составе пород пугачевской свиты и овручской серии в легенде карты помещен в конце знаков геосинклинальных дорифейских структур и выделен под названием «платформенная складчатость Овруча, синхронная готидам». Предложенное название не приемлемо как по форме, так и по существу. Ведь на тектонических картах выделяются «не складчатости» как процессы, а «складчатые системы» как реальные геологические тела, что совершенно справедливо нашло отражение в заголовке легенды. С другой стороны, «платформенная складчатость» мало понятна и по своей сущности. Что это: платформенные образования, переработанные альпинотипной складчатостью, или просто обозначение платформенных деформаций? Не раскрывает эта формулировка, к сожалению, платформенной природы пугачевских и овручских образований, так как в определении тектонического режима главным фактором являются формации, а деформации играют косвенное подчиненное значение (Шлезингер, 1974). В то же время помещение этих образований непосредственно под рубрикой складчатых систем невольно дает основание на первый взгляд рассматривать их как комплекс, венчающий эти системы. И только из текста объяснительной записки видно, что овручское время является началом принципиально нового этапа развития территории Восточно-Европейской платформы, а именно начало становления на ней платформенного режима. Поэтому, конечно, кубики, обозначающие пугачевские и овручские образования, должны быть изъяты из-под заголовков, обозначающих геосинклинальные структурные элементы и помещены под заголовками платформенных структур.

На тектонической карте Украинской и Молдавской ССР к Восточно-Европейской платформе отнесены только области дорифейской консолидации. Такой подход в общем правомерен и находит много сторонников. Хотя мне представляется, что исследованиями В. С. Журавлева (1972) более убедительно показана необходимость включения в ее состав и участков с байкальским фундаментом. Хуже, что на этой карте области байкальской консолидации вообще исчезли и вошли в состав Скифской плиты, платформенный чехол которой, как известно, слагают только образования мезозоя и кайнозоя. Поэтому серая закрашка к югу от Молдавского и Крыловского грабенов существенно искажает истинную картину глубинной структуры этих территорий. Там действительно имеется Кагульский блок с относительно маломощным чехлом третичных отложений, перекрывающий складчатый фундамент, наиболее молодые горизонты которого принадлежат триасу (вероятно, даже среднему и верхнему). Он представляет собой западную погруженную часть складчатых герцинских погребенных сооружений Север-

ной Добруджи и, несомненно, должен быть включен в состав Скифской плиты. Однако значительно большая площадь серой окраски имеет допалеозойский, скорее всего байкальский фундамент, который по системе глубинных субширотных и субмеридиональных разломов контактирует с Кагульским блоком. Об этом достаточно определенно говорят и сами авторы в тексте объяснительной записки. В связи с чем со всей очевидностью вытекает несостоятельность выделения на карте Преддобруджинского краевого палеозойского прогиба. К такому же выводу практически приходят и сами авторы в подстрочной сноске текста объяснительной записки. Ведь действительно, как же можно этот структурный элемент относить к категории краевых прогибов, если он на большем своем протяжении с юга сопряжен с областью допалеозойской консолидации. Платформенная природа Придобруджского прогиба уже достаточно давно доказана исследованиями И. В. Высоцкого (1959), А. Е. Шлезингера (1968) и других геологов и геофизиков.

Альпийская складчатая область на тектонической карте Украинской и Молдавской ССР подразделена на складчатые системы Горного Крыма и Карпат. Они в свою очередь разделяются на структурные ярусы и подъярусы. Прежде всего следует отметить, что включение Горного Крыма в альпийскую геосинклинальную складчатую область весьма спорно. Значительно более обоснованно считать Горный Крым областью доальпийской консолидации, а именно киммеридами (Казаков, 1957; Крылов, Летавин, Маловицкий, 1964; Кузнецов, 1961; Лычагин, 1958; Шлезингер, 1972, и др.). Действительно, ведь складчатыми геосинклинальными образованиями здесь являются породы таврической серии триаса — нижней юры и отложения средней юры. Отложения, начиная с барремского яруса и выше, практически ничем не отличаются от одновозрастных образований Степного Крыма и представляют собой типичный платформенный чехол. Это положение, которое принимается и признается практически всеми геологами, ведущими изучение строения Крымского полуострова. Следовательно, включение меловых, палеогеновых и неогеновых образований в состав геосинклинального комплекса, является грубой ошибкой, существенно искажающей тектонику Горного Крыма.

И последнее замечание. Индоло-Кубанский прогиб относится авторами к категории краевых. В то же время практически на всем своем протяжении он сопряжен на юге с Керченско-Таманским поперечным прогибом (в тексте последний назван периклинальным, что является противоречием, поскольку эти понятия не представляют собой синонимы). По своему положению Индоло-Кубанский прогиб не представляет компенсационной структуры горного сооружения и, следовательно, не может рассматриваться как краевой. Геологическое строение этого прогиба, подробно проанализированное мною в специальной работе (Шлезингер, 1972), также свидетельствует, что он не относится к категории краевых прогибов. Область больших мощностей третичных образований Керченского полуострова, южной акватории Азовского моря и Керченского пролива следовало бы выделить в виде единого Керченско-Таманского платформенного прогиба, разделяющего складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа и являющегося южной глубоко погруженной окраинной частью Скифской плиты.

Сделанные замечания, конечно, не умаляют огромной творческой работы, проделанной коллективом авторов и редакционной коллегией. Они неизбежны при проработке и обобщении столь огромного фактического материала, который был положен в основу ее составления. Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР со всей полнотой отражает строение и развитие охватываемой ею территории. Особенно большое значение имеет структурная основа карты, выраженная системой изогипс различных маркирующих поверхностей, знаками ло-

кальных структур и разрывными нарушениями. Можно поздравить коллектив авторов с завершением очень интересной и нужной работы. Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР, безусловно, многие годы будет служить основным настольным документом многим отдельным исследователям и целым коллективам для решения научных задач и прогноза и поиска различного вида минерального сырья.

#### Литература

- Высоцкий И. В.* Схема структуры Добруджинской складчатой области.— Сов. геология, 1959, № 9.
- Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., «Наука», 1972, вып. 232.
- Казakov М. П.* Основные черты тектоники Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1957, № 61.
- Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. М., 1964.
- Кузнецов С. С.* Читая книгу по геологии Крыма.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1961, № 24, вып. 4.
- Шлезингер А. Е.* Структуры Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1968, т. 43, вып. 2.
- Шлезингер А. Е.* Положение Горного Крыма в общей структуре юга СССР.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8, М., «Наука», 1972.
- Шлезингер А. Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., «Наука», 1974, вып. 255.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
1 ноября 1973 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.241

XVI АССАМБЛЕЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА  
(Гренобль, 25.VIII — 6.IX 1975)

В конце августа — начале сентября 1975 г. во Франции (Гренобль) состоялась Генеральная ассамблея Международного Союза геодезии и геофизики, на которой был проведен ряд симпозиумов по вопросам, касающимся геотектоники. Одновременно происходили заседания Геодинамической комиссии, организованной совместно Геологическим конгрессом и Международным геофизическим союзом в 1971 г., и ее рабочих исследовательских групп. Были проведены симпозиумы: 1) Теория и эксперимент, относящиеся к геодинамическим процессам, 2) Геофизические явления, предшествующие, сопровождающие или следующие за землетрясениями, 3) Современные движения земной коры, 4) Зоны субдукции, срединно-океанические хребты, желоба в океанах и геодинамика, 5) Древние границы и окраины континентов, 6) Глубоководное бурение и история океана, 7) Современное состояние теории тектоники плит и ряд других.

В большинстве докладов интерпретация геофизических и геологических данных проводилась с позиций новой глобальной тектоники (тектоники плит), предполагающей значительные горизонтальные перемещения глыб земной коры. Было приведено много новых данных, которые подтверждают и иллюстрируют эту теорию или указывают на необходимость ее усложнения и детализации. Рассматривался ряд моделей конвекции в мантии Земли и механизма погружения литосферных плит в процессе субдукции; эти модели сопоставлялись с сейсмологическими и геофизическими данными (Дж. Уайтхед, Б. Айзекс, М. Бокалетти и др.).

Значительный интерес представляют выводы, сделанные в сообщении С. Александера (США). Он показал, что ряд особенностей кратонов (докембрийских платформ) прослеживается вниз в мантию до глубины 400—650 км. Под всеми докембрийскими кратонами верхняя мантия оказывается геофизически довольно сходной, но резко отличается от мантии океанических областей и активных подвижных поясов. Под кратонами (в особенности под кристаллическими щитами) отсутствует или почти отсутствует слой пониженных скоростей, а температура в верхней мантии на несколько сот градусов ниже, чем на таком же уровне под океанами — особенность, которую Я. Б. Смирнов отмечал еще в 1967 г. Соответственно вязкость мантии под кратонами должна быть на несколько порядков выше, чем под океанами.

Таким образом, кратон составляет вместе с подстилающей его «подушкой» (толщиной более 400 км) единую жесткую глыбу, которая перемещается как монолитное целое в горизонтальном направлении. Как я однажды уже отмечал, наличие такой толстой «подушки», в которой должны находиться и глубинные магматические очаги, перемещающиеся вместе со всей глыбой и ее поверхностными слоями, снимает возражения В. В. Белоусова против мобилизма, основанные на закономерностях развития магматических процессов в платформенных областях (Проблемы глоб. тектоники, 1973).

В докладе Дж. Юинга была обрисована история раскрытия Атлантического океана, с последовательным формированием базальтовой коры в расширяющейся впадине. Сначала в триасе произошло образование рифта в зоне, лежащей между Карибским и Средиземным морями. Края этого первичного грабена представлены на побережье Марокко и в восточной Канаде (Новая Шотландия); они характеризуются развитием доломитов и красноцветных, частью соленосных отложений. Расширение впадины продолжалось в юре. Соляные купола, сформировавшиеся из эвапоритов этого изолированного бассейна, обнаружены бурением и геофизикой на дне океана. Второй этап раздвижения падает на меловой период. В это время отделились друг от друга Африка и Южная Америка, и в узком длинном грабенообразном бассейне между ними отлагались толщи эвапоритов, а затем отложения открытого моря (трансгрессия, пролившая с юга в середине мела). Третий этап связан с раскрытием северной Атлантики и отделением (в палеогене) Гренландии от Европы. Таким образом, отсутствие обшир-

ного открытого океана в области Атлантики в триасе, юре и нижнем мелу доказывается не только наличием магнитных аномалий, связанных с полосами постепенно нарастающей океанической коры, но и анализом распространения эвапоритовых фаций.

В докладе К. Хсю рассматривалась история Средиземного моря. Оно частью представляет собой остаток мезозойского океана Тетис, сильно сократившегося в результате альпийской складчатости, частью (на западе — от Италии до Гибралтара) — новообразованную систему впадин с океанической корой. Они возникли в результате кайнозойских процессов спрединга, которые начались с середины третичного периода. В это время здесь образовались первичные рифты, а в позднем миоцене соошибение с Атлантическим океаном прервалось и в этих впадинах отлагались пресноводные осадки, доломиты и эвапориты. Гибралтарский пролив возник лишь в начале плиоцена.

В докладе Э. Уинтерера была сделана попытка восстановить историю Тихого океана в мезозое и кайнозое, используя данные о полосовых магнитных аномалиях, которые параллельны 5 океаническим хребтам (осям спрединга); они отделяют друг от друга 4 литосферные плиты, постепенно удалявшиеся друг от друга и погружавшиеся другим своим краем под те континенты, которые окружают Тихий океан.

25 магнитных профилей, полученных вместе с детальным батиметрическим и сейсмоакустическим профилированием по довольно густой сети рейсов в районе островов Кокосовых и Галапагос, позволили уверенно сопоставить одновозрастные (однотипные по шкале Хейрцлера) аномалии и расшифровать историю раздвижения плит в этом районе, который представлялся «трудным орешком» в схеме «Новой глобальной тектоники». Оказалось, что здесь имел место перескок (jump) и поворот оси спрединга на  $10^\circ$  за последние 3 млн. лет (Р. Хей, П. Вогт, США).

Чрезвычайно детальное изучение морфологии, структурно-тектонических особенностей и петрологии дна океана было проведено в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта группой французских (Ж. Франшето, Кс. Ле Пишон, П. Таппонье и др.) и американских (Дж. Хейрцлер, Г. Джонсон) исследователей между  $36^\circ$  и  $37^\circ$  с. ш. в районе рифтовой долины Фэмоус. Было сделано 100 000 фотографий дна, построены батиметрические карты с сечением горизонталей 10 м, собран путем драгирования обширный каменный материал, изучены магнитные свойства пород и пр. Выяснилась сложная система горстов и грабенов, примыкающих к рифтовой долине, усложненная сдвигами (в зоне трансформного разлома) и вулканизмом.

Теория тектоники плит нашла себе применение при анализе структур Средиземноморья (где повороты Италии и других структурных элементов подтверждаются изучением палеомагнетизма), Балканского полуострова (Р. Иванов, Болгария), Ирана (М. Ниази) и при изучении расширяющихся окраинных и внутренних бассейнов, расположенных в тылу складчатых (Тирренское море, Паннонская низменность, М. Боккалетти, Б. Гечи) или островных дуг (Японское море, Филиппинский бассейн; К. Кобаяши, К. Кимура). Широкое применение нашли идеи Д. Карига об огромных мантийных диапирах, внедряющихся в тылу этих дуг с одновременным растяжением коры в окраинных бассейнах. С использованием новых данных о полосовых магнитных аномалиях, связанных с формированием океанической коры, была рассмотрена история раздвижения обломков Гондваны — Австралии, Антарктиды, Новой Зеландии. (Дж. Вейссел, Р. Андерсон), их связь с Южной Америкой и формирование моря Скоша (И. Дальциель и др.). Реставрирована прежняя связь о. Ньюфаундленд с Пиренейским полуостровом, причем аномалия прибрежного бассейна около Ньюфаундленда рассматриваются как оторванная часть полосовых аномалий, возникших при раскрытии Бискайского залива (Б. Холл, Д. Барретт). Были рассмотрены геофизические доказательства субдукции океанических плит, погружающихся вдоль наклонных сейсмичных зон под Алеутскую дугу (У. Спенс), под Курильскую и Японскую дуги (Э. Энгдал, Н. Слип и др.), под Анды (К. Фролих, Б. Айзекс), под о. Крит и Эгейское море (С. Грегерсен). Миграция сейсмичности вдоль зон Бенюфа рассматривалась в связи с вулканическими явлениями на островных дугах (Ш. Бло).

Современные движения 12 литосферных плит были определены по сумме мировых данных о скоростях спрединга (на основании ширины полос магнитных аномалий вблизи срединных океанических хребтов), о направлении векторов горизонтального смещения в очагах землетрясений и об ориентировке трансформных разломов и разломов, пограничных между плитами (Т. Иордан, П. Молнар), Обработка этих данных на ЭВМ показала высокую степень согласованности всех перечисленных критериев смещения плит и тем самым дала веское подтверждение теории. В этой работе, как и в ряде других, видно, что при изучении тектоники сложно построенных областей (Карибского района, Средиземноморья, Ближнего Востока, Центральной Азии) оказывается необходима детализация первоначальной схематической модели, а именно выделение небольших плит, адекватных срединным массивам, блокам типа Сирийско-Аравийской глыбы или Таримского массива и т. п. Эти же массивы и плиты уже давно выделялись геологами независимо от того, проводилось ли тектоническое районирование сторонниками мобилизма или фиксизма.

Таким образом, подобно тому как теория относительности в предельном случае (при малых скоростях движения) переходит в классическую механику, теория тектоники плит сливается с обычным представлением о глыбовом строении земной коры при детальном изучении сложно построенных областей.

В целом Ассамблея, собравшаяся через 8 лет после публикации теории литосферных плит в том связанном виде, который она приобрела в работах Р. Дитца, Дж. Т. Уилсона, Дж. Хейрцлера, Л. Сайкса, Кс. ЛеПиншона и др., продемонстрировала ее эффективность. Сейчас уже можно утверждать, что в качестве важнейшей рабочей гипотезы модель новой глобальной тектоники выдержала испытание временем. В то же время вопрос об истинных причинах, т. е. о механизме дрейфа материковых плит, по-прежнему остается не решенным.

Из других интересных сообщений, сделанных на Ассамблее, следует прежде всего отметить результаты совместных исследований советских (Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, В. Б. Соллогуб и др.) и индийских геофизиков по сейсмозондированию на профиле, пересекающем Памир и Гиндукуш. Большая толщина (65 км) и аномальное строение коры позволяют предполагать здесь удваивание ее мощности за счет надвига (или поддвига) по поверхности разлома, имеющего наклон на юг. В докладе Н. Мёрнера (Швеция) было показано, что в послеледниковом поднятии Фенноскандии помимо изостатического всплывания играют существенную роль чисто тектонические силы — идея, сформулированная еще в 30-х годах А. Д. Архангельским.

В работе Ассамблеи приняло участие более 3000 ученых из 52 стран, в том числе 105 советских специалистов. Проведение следующей Ассамблеи намечено на 1979 г. в Австралии. Президентом МГГС избран А. Ашур (Египет), членами бюро — Дж. Гарланд, Н. В. Шебалин и др. Член-корр. АН СССР Ю. Д. Буланже избран председателем Международной комиссии по современным движениям земной коры. Президентом Межсоюзной комиссии по геодинاميке избран А. Л. Хейлз (Австралия), членами бюро — Р. Д. Рассел, Е. В. Артюшков и др.

*П. Н. Кропоткин*

УДК 551.24

### ОРГАНИЗАЦИОННОЕ ЗАСЕДАНИЕ ПО ПРОЕКТУ МЕЖДУНАРОДНОЙ ПРОГРАММЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ «ГЛОБАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЭПОХ ТЕКТОГЕНЕЗА»

(Гренобль, 3—4.IX 1975)

В Международную программу геологической корреляции (МПГК) в сентябре 1975 г. вошел новый проект, выдвинутый В. В. Белоусовым и В. Е. Хаиним под названием «Глобальная корреляция фаз и эпох складчатости» на III сессии Совета МПГК (Лондон, апрель 1975 г.). После рассылки информации о сессии Национальные комитеты по МПГК Финляндии и ГДР (не считая СССР) сообщили о желании участвовать в намечаемых исследованиях. В частных беседах геологи многих стран выражали глубокую заинтересованность в тематике проекта, учитывая ее очевидную теоретическую и практическую важность.

В связи с этим было решено провести организационное заседание рабочей группы проекта в сентябре 1975 г. в Гренобле (Франция), используя присутствие большого числа геологов на XVI Генеральной ассамблее Международного союза геодезии и геофизики. Ряд лиц был специально приглашен на это заседание, а Международный союз геологических наук и ЮНЕСКО оказали финансовую помощь для его проведения. Заседание состоялось 3 и 4.IX 1975 г. на территории университетского городка, где проходила работа Ассамблеи. В нем приняло участие свыше 20 человек из 10 стран.

До начала заседания члены советской делегации раздали всем заинтересованным лицам подготовленный вариант программы работ по проекту, резюмирующий нынешнее состояние проблемы и предлагающий пути ее разрешения.

На первом заседании 3.IX В. Е. Хаин высказал свои соображения о возможном содержании работ по проекту, методике исследований, районах работ (только складчатые области или включая и платформы?), возрасте изучаемых явлений (кайнозойские или привлекая также палеозойские и более древние?), предполагаемых участниках работы (заинтересованные лица или официальные представители национальных комитетов по МПГК?). В обсуждении поставленных вопросов приняли участие Ж. Гогель, А. Бэлли, Р. Ратлэнд, Э. Ниггли, З. Лехельт и др. В их выступлениях с сожалением отмечалось отсутствие на заседании представителей стран Юго-Восточной Азии, охватывающих мезозойско-кайнозойские сооружения, подчеркивались необходимость установить контакты с работами по другим проектам, важность разделения местных и региональных явлений, а также рассматривать ли данное заседание как информационное или организационное.

4.IX было продолжено обсуждение представленной программы. Ж. Марсе высказался за изменение наименования проекта, поскольку проект подразумевает в общем значительно более широкий круг тектонических процессов, чем только складчатость, и участники заседания одобрили предложенное В. Е. Хаиним наименование «Глобальная корреляция эпох тектогенеза». Далее проект обсуждался с точки зрения его основного научного направления, участников работ, плана проведения исследований и конечных

результатов. Ж. Гогель выступил за создание в итоге комплекта опубликованных и рукописных документов, которые могли бы быть сведены в специальный том. В. Е. Хаин предложил регулярно публиковать статьи по темам проекта с указанием их целенаправленности. Были высказаны пожелания о составлении таблиц для разных тектонических зон с перечислением несогласий и иных тектонических явлений и, может быть, карт, отображающих эти несогласия. Была отмечена важность разработки методики исследований и определения критериев «глобальных» и «локальных» явлений (например, для однозначного отнесения к тем или другим фаз варисцидской складчатости в Центральной Европе, проявления которых прослеживаются на протяжении лишь первых сотен километров). Обсуждение вопроса численности рабочей группы показало, что первоначально представляется более желательной деятельность небольшой группы для выработки критериев и направлений исследований, которые затем должны быть обсуждены более широким кругом участников. По предложению Ж. Марсе руководителем проекта был выдвинут В. Е. Хаин, просивший утвердить исполнительным секретарем проекта В. П. Колчанова и сосекретарем Ю. Г. Леонова. Рассматривался также вопрос о региональных координаторах, в качестве которых были одобрены Ж. Дебельмас (Альпы, Карпаты), Х. Ф. Дауч (Австралия), Н. Раст (Канада), Ф. В. Даннинг (каледониды Европы), З. Лехельт (варисциды Европы). Было предложено, чтобы В. Д. Наливкин, А. В. Бэлли и Ж. Дебельмас выступили в качестве организационной группы по подготовке заседаний рабочей группы проекта во время XXV сессии Международного геологического конгресса в Австралии (1976 г.). Ж. Марсе подчеркнул важность тесных контактов с другими проектами в рамках МПГК.

В заключение были приняты решения, в которых отмечается своевременность постановки проблемы глобальной корреляции проявлений тектогенеза в рамках работ по МПГК и уточняется наименование проекта как «Глобальная корреляция эпох тектогенеза». Решено начать работы в первую очередь по мезозойско-кайнозойским складчатым поясам, поощряя также изучение более древних складчатых поясов по согласованию с другими проектами. Отмечена желательность организации в рамках проекта рабочих групп по более узким темам (например, по эпохам тектонической и магматической активности и т. д.). Следующее заседание предложено созвать во время XXV сессии Международного геологического конгресса и обсудить на нем критерии выделения эпох и фаз тектогенеза, а также вопрос об участниках и регионах исследований. Рекомендуются утвердить руководителем проекта В. Е. Хаина, исполнительным секретарем В. П. Колчанова и сосекретарем Ю. Г. Леонова, а принятые решения и программу разослать в национальные комитеты МПГК.

*В. П. Колчанов*

*Редакционная коллегия:*

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, 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  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

*Адрес редакции:*

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Кроткова Т. М.*

---

Сдано в набор 6/1-1976 г. Т-03440 Подписано к печати 16/11-1976 г. Тираж 1990 экз.  
Зак. 4008 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Уч.-изд. листов 11,9

---

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

В-232

ПЕСОЧИЙ ПЕР 3-42

МАКАРЫЧЕВУ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

А

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга

**Шейнманн Ю. М. ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ. 30 л. 3 р. 35 к.**

В сборник включены некоторые работы Ю. М. Шейнманна, в разные годы публиковавшиеся в различных изданиях. Отобранные для настоящего сборника статьи наилучшим образом характеризуют основные направления в многогранном творчестве Ю. М. Шейнманна. В них рассмотрены различные аспекты тектоники, региональной геологии, петрологии, магматизма.

Сборник представляет чрезвычайный интерес для специалистов многих направлений, занимающихся науками о Земле,— тектонистов, геологов регионального профиля, петрографов и петрологов, вулканологов, геофизиков, геохимиков и др.

для получения книг почтой заказы  
ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазины «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 433900 Краматорск, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Университетская наб., 5; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана, 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»