

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Май — Июнь

СОДЕРЖАНИЕ

П. Д. Гамкрелидзе. Основные черты тектонического строения Кавказа	3
Г. С. Дзоценидзе. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей	15
Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая, Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа	30
Е. Е. Милановский. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа	41
А. А. Али-Заде, И. О. Цимельзон. Глубинное строение Азербайджана	51
И. Кетин. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия)	61
В. Г. Казьмин. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы	72
А. А. Свиточ, М. В. Андреева. История тектонического развития центральной части Прикаспийской впадины в верхнеплиоценовое и четвертичное время	84
Л. М. Расцветаев. Разрывы Колет-Дага и их связь со складчатой структурой	93
Е. И. Паталаха. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиоров	109

Краткие сообщения

А. Л. Книппер. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье озера Севан	125
Б. А. Соловьев. Особенности соляно-купольной тектоники в районе Среднего течения р. Урал	130
А. А. Голов. Основные черты строения района озера Индер	134
Г. Я. Дементьев. Мощность палеозойского геосинклинального комплекса в Магнитогорском синклинории по геофизическим данным	137
С. И. Шерман. О новом типе карт тектонической трещиноватости	144

May — Juni

CONTENTS

P. D. Gamkrelidze. Main structural features of the Caucasus	3
G. S. Dzotsenidze. The development of volcanic phenomena in the Caucasus in connection with its geological history	15
B. K. Balavadze, G. K. Tvaltvadze, G. Sh. Shengelaya, D. I. Sikharulidze, K. M. Kartvelishvili. Geophysical study of the Earth's crust and the upper mantle in the Caucasus area	30
Ye. Ye. Milanovsky. Orogenic volcanism and tectonics of the Caucasus	41
A. A. Ali-Zade, I. O. Tsimelson. The deep-seated structure of Azerbaijan	51
I. Ketin. Tectonic structures of Anatolia (Asia Minor)	61
V. G. Kazmin. The place of ophiolite formations in the tectonic evolution of the western part of the Alpine-Himalayan system	72
A. A. Svitoch, M. V. Andreyeva. History of tectonic evolution of the central Ciscaucasian during Pliocene-Quaternary time	84
L. M. Rastsvetayev. Kopet-Dag faults and their relation with the folded structure	93
E. I. Patalakha. Mechanism of the formation of a fold of a thick nonschistose felsite-porphyric cover	109

Short communications

A. L. Knipper. Overthrust sheets on the north-eastern coast of Lake Sevan	125
B. A. Solovyev. Some peculiarities of the saline-dome tectonics in the middle course of the Ural River	130
A. A. Golov. The main structural features of Lake Inder region	134
G. Ya. Dementyev. Thickness of a Paleozoic geosynclinal complex in the Magnitogorsk synclinorium according to geophysical data	137
S. I. Sherman. On a new type of tectonic jointing maps	141

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-03690. Подписано к печати 28/IV-1966 г. Тираж 1600 экз. Зак. 6126.
 Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 12,6+4 вкл. Бум. л. 4¹/₂. Уч.-изд. листов 14,7.

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

УДК 551.24(479.0)

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАВКАЗА¹

Кавказ, являясь связующим звеном между европейской и азиатской частями Альпийского складчатого пояса, всегда привлекал внимание исследователей. Действительно, имея много общего с остальными горными сооружениями альпийской системы, он характеризуется рядом специфических особенностей тектонического строения и истории геологического развития.

Геологическое строение Кавказа изучено довольно детально большим коллективом исследователей; имеется обширная литература, описывающая отдельные регионы Кавказа, а также некоторые проблемы его строения в целом. К сожалению, до настоящего времени число обобщающих работ, посвященных Кавказу, весьма ограничено. В этом отношении особого интереса заслуживает работа Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, 1963.

В настоящем докладе затронуты лишь некоторые основные черты тектонического строения Кавказа, ибо имеющееся в моем распоряжении время не позволяет претендовать на большее. Положение несколько облегчается тем, что ряд вопросов тектонического строения отдельных регионов Кавказа будет рассмотрен в докладах моих коллег.

Кавказ, представляя собой горную страну, образующую перешеек между Каспийским морем на востоке и Черным и Азовским морями на западе, состоит из издавна выделяемых четырех крупных орографических единиц общекавказского, северо-западно — юго-восточного простирания. Это — с севера на юг: 1) Предкавказская равнина; 2) горная система Большого Кавказа или Кавкасиони; 3) Закавказская или Рионско-Курунская депрессия; 4) горная система Малого Кавказа. Большинство исследователей (Асланян, 1957; Варданянц, 1934; Габриелян, 1959; Кахадзе, 1947; Милановский, 1956; Милановский, Хаин, 1963; Муратов, 1960; Паффенгольц, 1948; Хаин, Леонтьев, 1950; Шихалибейли, Корнев, 1957) считают их также структурными элементами Кавказа, что требует некоторых корректив. По нашему мнению, горная система Малого Кавказа не является единым структурным элементом — ее северо-западная часть (Аджаро-Триалетский хребет) представляет собой самостоятельную складчатую область, которая отделена от остальной, южной части складчатой области Малого Кавказа Артвинско-Болниской межгорной глыбой. Последняя является частью более крупной Закавказской глыбы.

Поэтому Кавказ расчленяется нами на большее число главнейших тектонических областей, к которым относятся:

I. Предкавказская (Скифская) плита.

II. Складчатая область (мегантклинорий) Большого Кавказа (Кавкасиони).

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

III. Закавказская межгорная глыба.

IV. Понтийско-Триалетская складчатая область.

V. Складчатая область (мегантиклинорий) южной части Малого Кавказа.

VI. Араксинский межгорный прогиб.

Следует особо подчеркнуть, что каждая из перечисленных областей характеризуется специфическими особенностями тектонического строения и истории геологического развития, подразделяясь на ряд более мелких единиц (зон, подзон и др.) (рис. 1, 2).

В моем докладе главное внимание будет уделено мегантиклинорию Большого Кавказа, частично Закавказской межгорной глыбе и Понтийско-Триалетской складчатой области, ибо остальным областям Малого Кавказа посвящены соответствующие доклады.

I. ПРЕДКАВКАЗСКАЯ (СКИФСКАЯ) ПЛИТА

Предкавказская (Скифская) плита, охватывающая обширную область всего Северного Кавказа, представляет собой в основном эпигерцинское образование, складчатое консолидированное основание которого образовано кристаллическими породами палеозоя. Осадочный чехол платформы сложен слабодислоцированным мезозоем и кайнозоем.

По положению кристаллического фундамента Предкавказская плита подразделяется на Ставропольское поднятие и предгорные прогибы: Кубанский, Терский и Кусаро-Дивичинский. Эти прогибы заполнены слабодислоцированными отложениями моласс мио-плиоценового возраста.

II. СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (КАВКАСИОНИ)

Складчатая область Большого Кавказа — одно из сложнейших геологических сооружений Альпийского складчатого пояса. В своих теперешних границах Большой Кавказ объединяет разновозрастные складчатые комплексы каледонского, герцинского и альпийского циклов.

С уверенностью можно говорить о присутствии каледонских образований в пределах центрального и северного Кавказа (интенсивно метаморфизованные гнейсовые и амфиболитовые толщи кристаллического ядра Кавказа). Наличие мощных геосинклинальных формаций среднего и верхнего палеозоя в центральной части Большого Кавказа доказано на основании обнаружения богатой фауны. Главнейшими осадками являются мезозойские геосинклинальные отложения: глинистые сланцы нижней и средней юры, вулканогенные образования средней юры и карбонатные флишевые отложения верхней юры и мела. Перечисленные осадочные комплексы палеозоя и мезозоя характеризуются различными мощностями, а также неодинаковой интенсивностью метаморфизма и складчатости.

Одной из характерных особенностей Большого Кавказа является асимметричность строения. Его южный склон резко отличается от центральной и северной частей как историей геологического развития, так и характером тектоники. Если на северном склоне герцинская геосинклиналь замыкается во второй половине верхнего палеозоя, и перед юрой она уже консолидирована, то на южном склоне геосинклинальный режим продолжает существовать и в течение мезозоя и раннего палеогена (Гамкрелидзе, 1953, 1957, 1958, 1959_{1, 2}, 1960, 1963_{1, 2}; Кахадзе, 1947).

Иная картина наблюдается в области Главного хребта Большого Кавказа, которая до верхнего карбона представляла собой геоантиклиналь, граничащую с геосинклиналью южного склона по глубинному разлому (Гамкрелидзе, 1963₁, 1964₂). В позднем карбоне интенсивные

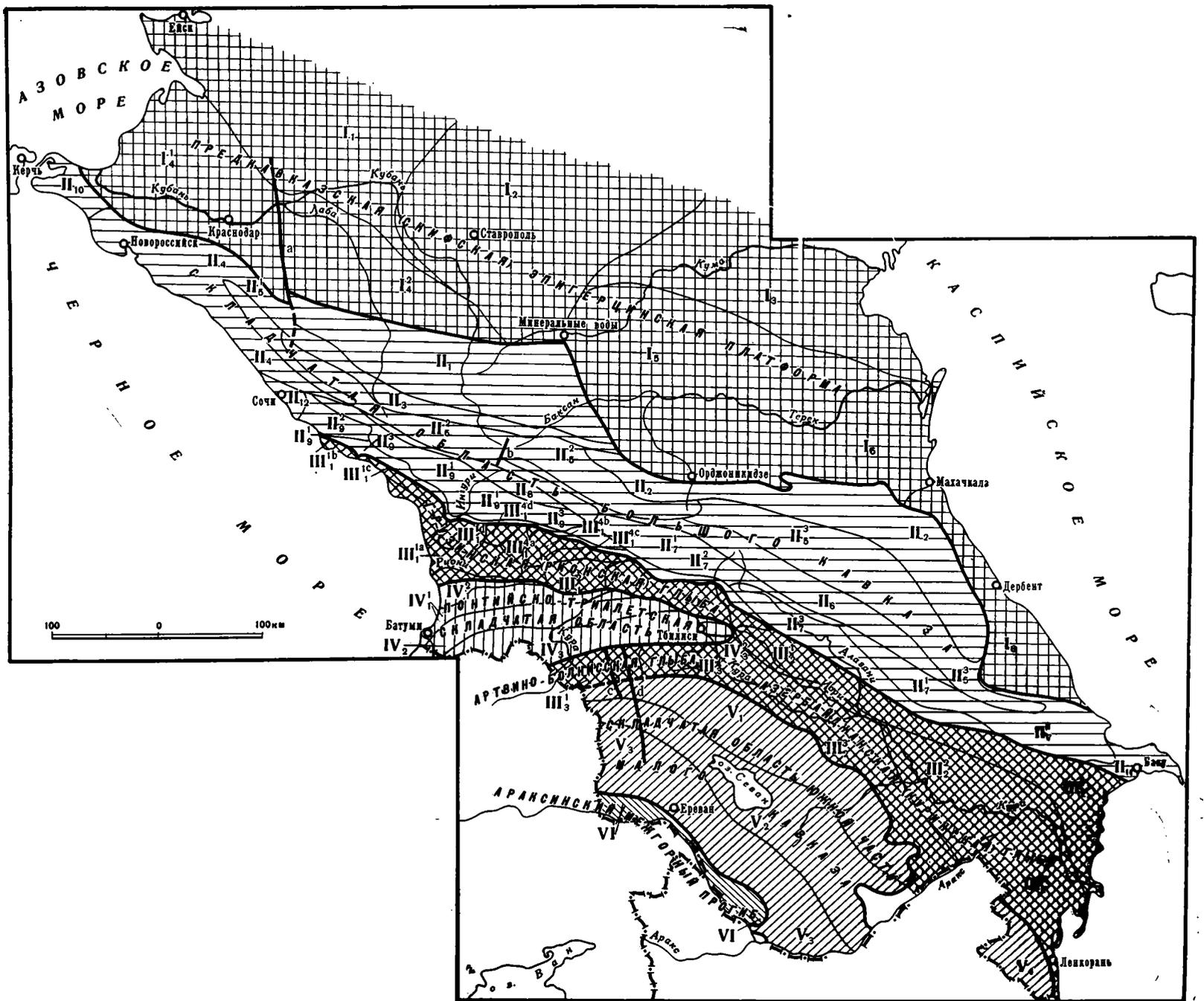


Рис. 1. Схема тектонического расчленения Кавказа (П. Д. Гамкрелидзе, 1965)

I. Предкавказская (Скифская) эпигерцинская платформа: I₁ — Приазовское погружение, I₂ — Ставропольское поднятие; I₃ — Прикаспийское погружение; I₄¹⁻² — Кубанский передовой прогиб (I₄¹ — Западный, I₄² — Восточный); I₅ — Терский передовой прогиб; I₆ — Кусаро-Дивичинский передовой прогиб. II. Складчатая область (мегаантиклинорий) Большого Кавказа; II₁ — Лабино-Малкинская моноклиналная зона; II₂ — Зона известнякового Дагестана Восточного Кавказа; II₃ — Тырмаузская шовная зона; II₄ — Флишевая зона Северо-Западного Кавказа; II₅¹⁻³ — Антиклинорий Главного хребта (II₅¹ — Подзона северо-западного погружения, II₅² — Центральная подзона возмания, II₅³ — Подзона юго-восточного погружения); II₆ — Казбекско-Сарыбашская зона, II₇¹⁻³ — Флишевая зона Юго-Восточного Кавказа, II₇¹ — Местия-Закатальская подзона, (II₇² — Жинвальско-Гомборская подзона, II₇³ — Алазанская наложенная подзона); II₈ — Чхалтинско-Лайлинская подзона; II₉¹⁻³ — Гагрско-Джавская зона (II₉¹ — Абхазско-Рачинская подзона, II₉² — Абхазская известняковая подзона, II₉³ — Амзарско-Мухурская подзона краевых дислокаций); II₁₀ — Таманская зона поперечного погружения; II₁₁ — Апшеронская зона погружения. III. Закавказская глыба (межгорный прогиб): III₁¹⁻⁴ — Грузинская (Рионская) глыба (III₁⁴ — Окриско-Хрентская зона поднятия); III₂¹⁻³ — Азербайджанская (Куринская) глыба (III₂¹ — Кахетино-Аджинаурусский прогиб, III₂² — Нижне-Куринский прогиб, III₂³ — Марнеульско-Евлахская зона поднятия); III₃¹⁻² — Артино-Болнисская глыба (III₃¹ — Джавахетская зона, III₃² — Болнисская зона). IV. Понтийско-Триалетская складчатая область: IV₁¹⁻² — Северная зона (IV₁¹ — Чаквинско-Саирмская зона, IV₁² — Гурийская подзона); IV₂ — Центральная зона; IV₃¹⁻³ — Южная зона (IV₃¹ — Аспиндзско-Манглийская подзона, IV₃² — Сартачальская подзона). V. Складчатая область южной части Малого Кавказа; V₁ — Локско-Карабахская слабоскладчатая система (антиклинорий); V₂ — Севанско-Акеринская складчатая зона (синклиний); V₃ — Мисхано-Зангезурская слабоскладчатая зона (антиклинорий); V₄ — Талышская складчатая область (антиклинорий). VI — Араксинский межгорный прогиб

a, в, с, d — линии некоторых крупных поперечных разломов

Мегантиклинорий большого Кавказа

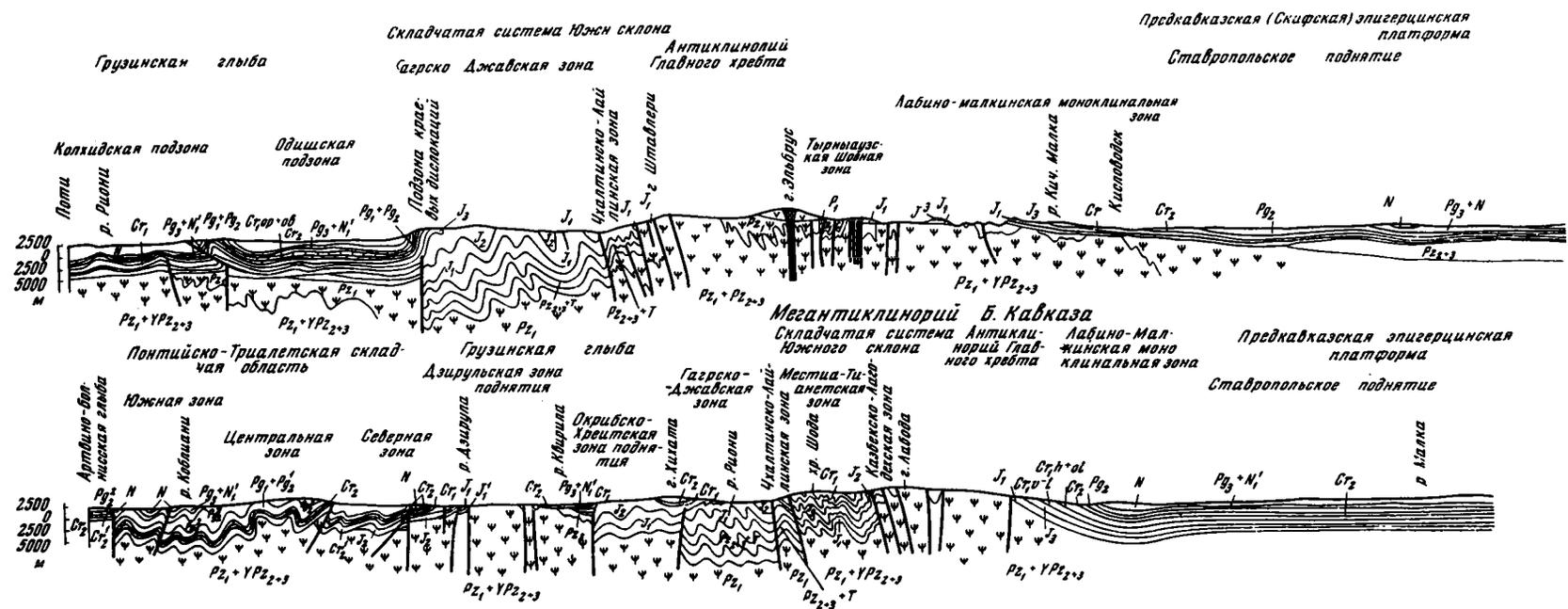


Рис. 2. Геологические разрезы Кавказа

нисходящие движения захватывают частично и эту геосинклиналь, где, в отличие от северного склона, отлагаются маломощные морские терригенные осадки (квишская свита).

Неоднородностью строения характеризуется также и южный склон Большого Кавказа. В его южной части в средней юре отлагаются мощные вулканогенные образования, а в северной — терригенные отложения меньшей мощности.

Асимметричное положение занимает здесь и флишевый геосинклинальный трог, расчленяющий геосинклиналь Южного склона на две неравные части. Неоднородным является Большой Кавказ и в продольном разрезе. Так, например, столь широко развитые в западной его части метаморфизованные глинистые сланцы палеозоя и триаса (дизская серия) полностью отсутствуют в восточной части, и мезозойские глинистые сланцы непосредственно налегают на кристаллические породы субстрата (Гамкрелидзе, 1963_{1,2}; 1964₂). Резко отличаются от других частей Большого Кавказа области его западного и восточного погружения.

В тектоническом отношении складчатая область Большого Кавказа естественно расчленяется на ряд зон и подзон, наиболее крупными из которых являются антиклинорий Главного хребта и складчатая система Южного склона (Гамкрелидзе, 1964₁).

Антиклинорий Главного хребта включает наиболее приподнятую область Большого Кавказа, сложенную в центральной части нижнепалеозойскими метаморфическими породами кристаллического фундамента, пронизанными палеозойскими гранитоидами; осадочные образования представлены здесь глинистыми сланцами верхнего карбона и лейаса в зонах развития грабен-синклиналей. Периферические погруженные части антиклинория слагаются, в основном, сильнодислоцированными глинистыми сланцами лейаса. Северное крыло антиклинория представляет моноклиналь, образованную мезозойскими, в основном, терригенно-карбонатными отложениями, которые перекрывают с большим угловым несогласием палеозойские метаморфические толщи. Таким образом, по существу, именно эта часть мегантиклинория Большого Кавказа должна быть отнесена к эпигерцинской платформе.

В пределах центральной части антиклинория выделяется ряд горстообразных поднятий и грабен-синклиналей. Вся эта часть антиклинория раздроблена многочисленными крупномасштабными разновозрастными разломами, обладающими большой вертикальной амплитудой различно направленных перемещений. В целом зона мегантиклинория Главного хребта Большого Кавказа представляет собой крупное горстообразное поднятие, опрокинутое на юг и частично надвинутое с севера на юг на складчатую систему Южного склона.

Складчатая система Южного склона, также являющаяся весьма сложным геологическим сооружением, резко отличается от остальных частей мегантиклинория Большого Кавказа. Период ее развития, как уже было сказано, охватывает по крайней мере две орогенические эпохи: герцинскую и альпийскую. В ее строении принимают участие мощные геосинклинальные терригенные и вулканогенно-осадочные образования силура (?), девона, карбона, перми, триаса (дизская серия), нижней и средней юры и флишевые отложения верхней юры, мела и частично нижнего палеогена.

В продольном разрезе складчатая система Южного склона расчленяется на три резко отличающиеся друг от друга части. При этом западная ее часть, в свою очередь, также делится на две части: северная ее половина фигурирует в литературе (Гамкрелидзе, 1964) под названием Сванетского антиклинория или Чхалтинско-Лайлинской зоны, а южную именуют Гагрско-Джавской зоной. Чхалтынско-Лайлинская зона характеризуется развитием сильнодислоцированных отложений палеозоя и

триаса, а Гагрско-Джавская зона — наличием менее дислоцированной вулканогенной серии байоса.

Центральная часть складчатой системы Южного склона является интенсивно дислоцированной областью развития флиша верхней юры и мела и именуется Местия-Тианетской зоной. Своим появлением она обязана глубинным разломам, ограничивающим ее с северо-востока и юго-запада (1959₁).

Восточная часть складчатой системы Южного склона сложена глинисто-сланцевой толщей нижней и средней юры.

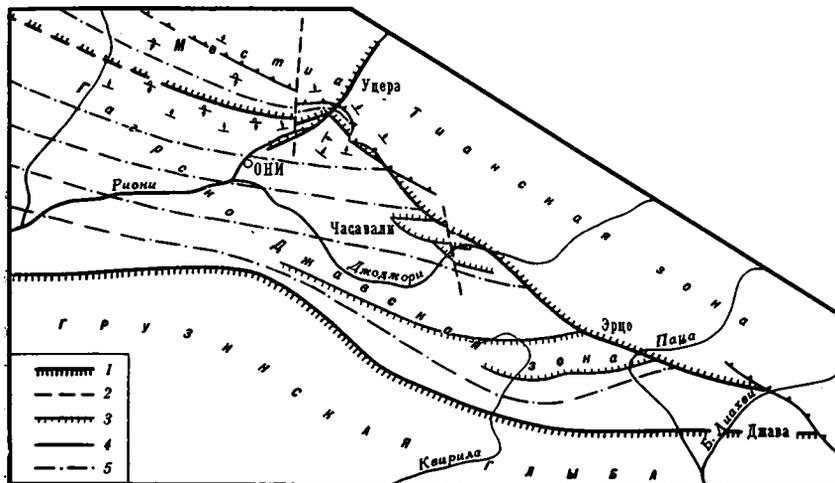


Рис. 3. Тектоническая схема сочленения Местия-Тианетской и Гагрско-Джавской зон на участке Уцера—Эрцо:

1 — глубинные разломы; 2 — поперечные разломы; 3 — взбросы; 4 — надвиги; 5 — осевые линии антиклиналей

Для Южного склона, как и вообще для Большого Кавказа в целом, характерна интенсивная складчатость. Большая часть всей этой области смята в сильносжатые изоклинальные складки линейного типа, опрокинутые и в ряде случаев надвинутые на юг. В то же время каждая из зон Большого Кавказа обладает независимым структурным планом. Отдельные структуры из одной зоны, за редкими исключениями, не переходят в смежные зоны (рис. 3), которые в большинстве случаев ограничены глубинными разломами, играющими важную роль в общем структурном развитии складчатой области Большого Кавказа.

Местия-Тианетская зона в долинах рек Алазани и Агричай и далее на восток примыкает к вытянутому вдоль Южного склона Кавказа молодому послеплиоценовому Алазанскому прогибу, являющемуся в морфологическом отношении северо-западным окончанием Куринского межгорного прогиба. Геотектоническая природа Алазанского прогиба в настоящее время не совсем ясна. По нашему мнению (Гамкредидзе, 1964₁), этот прогиб наложен на Местия-Тианетскую складчатую зону, а не на жесткую глыбу, как предполагают некоторые исследователи (Джанелидзе, 1942; Кахадзе, 1947).

III. ЗАКАВКАЗСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ГЛЫБА

Обширная территория Закавказья, расположенная к югу от мегантиклинория Большого Кавказа, включая и Араксинский межгорный прогиб, относится к внутренней области Малоазиатской части Альпийского

орогенного пояса. Перед альпийской орогенной эпохой вся эта область представляла собой единую платформу, продолжавшуюся далеко на Запад (в пределах Малой Азии и южной части Черного моря) и на восток (Иран и южная часть Каспийского моря). Эта единая Малоазиатская эпигерцинская платформа в течение альпийского цикла претерпела существенные преобразования, расчленившись на отдельные наложенные геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. В результате этого здесь сформировались складчатые системы (Понтийско-Триалетская и южной части Малого Кавказа) и межгорные глыбы (Закавказская и Араксинская). При этом Понтийско-Триалетская складчатая область расчленяет Закавказскую глыбу на Грузинскую, Азербайджанскую и Артвинско-Болнисскую глыбы (Гамкрелидзе, 1964₁), границы которых со складчатыми областями являются дизъюнктивными, представляя собой длительно развивающиеся разломы глубокого заложения.

Главной особенностью этих глыб является их интенсивное прогибание на конечной, после палеогеновой стадии развития смежных с ними Кавказской и Понтийско-Триалетской геосинклиналей и накопление громадной мощности молассовых отложений, которые залегают на слабодислоцированных маломощных отложениях палеогена и мезозоя, представленных в близких к платформенным фациях и лежащих на кристаллических породах субстрата. Последние обнажаются на поверхности в пределах Дзирульского, Храмского, Локского и Мисханского массивов. Наиболее полный разрез их представлен в Дзирульском массиве.

Грузинская глыба, расположенная между Понтийско-Триалетской складчатой областью и складчатой системой Южного склона, на западе погружается под воды Черного моря, а на востоке непосредственно смыкается с Азербайджанской глыбой.

Грузинская глыба, а в особенности ее северная часть, претерпела наиболее интенсивное опускание в байосский век, когда произошло накопление мощных вулканогенных образований спилитово-порфиритового состава (Дзоценидзе, 1948; Кахадзе, 1947). Весьма примечательно, что для этой части глыбы характерен промежуточный тип складчатости, в отличие от остальной ее части, где развита типичная покровная складчатость.

Артвинско-Болнисская глыба довольно резко отличается от Грузинской глыбы своим геологическим разрезом. Здесь полностью отсутствуют средне- и верхнеюрские и нижнемеловые отложения, столь широко развитые в пределах Грузинской глыбы. Большим распространением пользуются мощные (до 3 км) вулканогенные образования верхнего мела, а также верхнемиоценово-плиоценовые вулканогенно-континентальные образования (Джавахетское нагорье).

Артвинско-Болнисская глыба на востоке совершенно постепенно переходит в Азербайджанскую глыбу, являясь по существу ее приподнятой западной частью (Гамкрелидзе, 1964₁).

Таким образом, Закавказский межгорный прогиб образовался на месте типичного срединного массива, кристаллический фундамент которого опущен на разные глубины (от 0 до 12 км).

Характерной структурной особенностью Закавказской межгорной глыбы является мозаичность строения, обусловленная наличием многочисленных крупных разломов, большинство которых имеет, по-видимому, глубокое заложение.

IV. ПОНТИЙСКО-ТРИАЛЕТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область охватывает Понтийскую и Аджаро-Триалетскую складчатые системы, являясь наиболее четко выраженным складчатым горным сооружением не только Малого Кавказа, но и, пожалуй, всей Ма-

лой Азии. Понтийско-Триалетская складчатая область представляет собой наложенную на Малоазиатскую платформу эвгеосинклиналь, прошедшую за отрезок времени от альба до нижнего миоцена полный цикл своего развития. Она сложена мощными вулканогенными образованиями нижнего и верхнего мела и среднего эоцена, карбонатными отложениями маастрихта — дания, терригенными флишевыми отложениями палеоцена — нижнего эоцена и глинисто-песчанистыми осадками верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена. Суммарная мощность всех этих отложений достигает 10—12 км.

Понтийско-Триалетская складчатая область отделена от соседних с нею межгорных глыб глубинными разломами и в тектоническом отношении представляет собой двусторонний ороген с опрокидыванием складок на смежные глыбы. Вся эта область смята в хорошо выраженные складки линейного типа и разбита многочисленными взбросо-надвигами, направленными в основном с юга на север (Гамкрелидзе, 1949).

V. СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Под этим названием я выделяю ту часть горной системы малого Кавказа, которая расположена к югу от Джавахетского нагорья и Куринского межгорного прогиба. Эту территорию принято обычно делить на Сомхитско- или Локско-Карабахский комплекс и собственно Армянский комплекс (Габриелян, 1959). Фактически это деление морфологическое и не отражает тектонического строения области, которое выглядит значительно сложнее.

Складчатая область южной части Малого Кавказа является гетерогенным мегантиклинорием, характеризующимся на протяжении мезокайнозойской истории неполным геосинклинальным развитием и существенными изменениями характера тектонических зон и подзон.

Вторую особенность этой области представляет необыкновенно широкое развитие интенсивной вулканической деятельности, длившейся в течение всего мезокайнозоя. И, наконец, весьма характерной для большей части области является сравнительно слабая складчатость, за исключением Акеринско-Севанской офиолитовой зоны.

Большая сложность геологического строения складчатой области южной части Малого Кавказа затрудняет, естественно, ее тектоническое расчленение. На прилагаемой схеме она подразделена на следующие крупные тектонические единицы, отделяющиеся друг от друга разломами глубокого заложения: 1) Локско-Карабахскую слабоскладчатую систему (антиклинорий); 2) Севанско-Акеринскую складчатую зону (синклинорий); 3) Мисхано-Зангезурскую слабоскладчатую зону (антиклинорий); 4) Талышскую складчатую область (антиклинорий).

Каждая из этих зон расчленяется, в свою очередь, на многочисленные более мелкие единицы.

Взаимоотношения между названными тектоническими зонами в значительной степени замаскированы здесь молодыми вулканическими излияниями, приведшими к образованию довольно крупных вулканических «щитов». Наиболее значительными из них являются: на севере Джавахетский и на юге Армянский. Армянский вулканический «щит» распадается на несколько самостоятельных вулканических поднятий, из которых самым крупным является Арагацское.

Ниже дается краткая характеристика каждой из упомянутых единиц. Локско-Карабахская слабоскладчатая система протягивается параллельно южному борту Азербайджанской глыбы. От Севано-Акеринской зоны она отделена глубинным разломом. В геологическом строении Локско-Карабахской системы принимают участие кристаллические и метаморфические породы палеозоя (Локский массив), юры, мела и частично палеогена. Из них большую часть разреза занимают вулканогенные об-

разования средней юры. В тектоническом отношении Локско-Карабахская слабоскладчатая система характеризуется развитием кулисообразно расположенных структур в основном широтного простирания. Из них следует отметить Локский, Алавердский, Шамхорский, Мровдагский и Агдамский антиклинорий и Лальварский, Казахский, Дашкесан-Агджакендский и Мардакертский синклинории. Наиболее крупным из них является Шамхорский антиклинорий, который характеризуется складчатого-глыбовым строением. Здесь имеются гранитоидные интрузии батского и верхнеюрского возраста.

Севано-Акеринский синклинорий, по данным А. А. Габриеляна (1959), образовался на месте узкого и глубокого геосинклинального рифта, возникшего в верхнем мелу на стыке двух крупных геотектонических комплексов Малого Кавказа. В его геологическом строении принимают участие мощные вулканогенные образования палеогена и мела. Отличительной особенностью этой зоны является наличие офиолитовой формации и основных, средних и кислых интрузивных тел верхнемелового и верхнеэоценового возраста.

Развитые здесь пликативные структуры расположены дугообразно и по типу относятся к линейным структурам. Более интенсивная складчатость наблюдается в северо-западной части синклинория, где палеогеновые и верхнемеловые отложения образуют ряд изоклинальных, наклоненных и опрокинутых к югу складок, часто осложненных нарушениями (Габриелян, 1959).

В Севано-Акеринском синклинории выделяются четыре кулисообразно расположенных синклинория, разделенные поперечными антиклинальными седловинами (Габриелян, 1959).

Мисхано-Зангезурский антиклинорий, расположенный к юго-западу от Севано-Акеринского синклинория, является очень сложным и гетерогенным геологическим сооружением. Здесь выделяются отдельные поднятия и расположенные между ними синклинальные прогибы. Одним из таких поднятий является Мисханский массив, сложенный метаморфическими толщами и прорывающими их интрузиями. Вторым более крупным поднятием является Зангезурский выступ, в котором метаморфически нижний палеозой перекрыт верхнедевонскими осадочными образованиями.

В юго-западной части Мисхано-Зангезурского антиклинория расположено Даралазегское поднятие, сложенное терригенно-карбонатными отложениями девона, верхнего палеозоя и триаса, смятыми в складки и в альпийское время.

Внутри Мисхано-Зангезурской зоны выделяются два крупных прогиба: Ордубадский и Ереванский. Ордубадский прогиб заполнен мощными вулканогенными отложениями палеогена. В восточной части прогиба меловые и палеогеновые отложения прорываются Мегри-Ордубадским плутоном.

Ереванский прогиб сложен мощными осадочными толщами верхнего мела, палеогена и миоцена включительно, образующими систему брахискладок северо-восточного простирания. Верхний мел здесь непосредственно налегает на метаморфический нижний палеозой и на отложения верхнего палеозоя и триаса.

Талышский антиклинорий сложен мощными терригенно-вулканогенными толщами палеогена. Он отделен от остальных тектонических зон Малого Кавказа Нижне-Араксинской поперечной наложенной впадиной и является, по-видимому, продолжением Севано-Акеринского синклинория. В юго-восточном направлении Талышский антиклинорий частично уходит под воды Южного Каспия и продолжается в северную зону складчатой области Эльбурса.

Араксинский межгорный прогиб состоит из ряда впадин и реликтов антиклинальных поднятий, в которых выступают породы субстрата, представленные палеозоем и триасом. По своей геотектонической природе Араксинский межгорный прогиб также является срединным массивом, в большей своей части погребенным под весьма мощными миоценовыми и нижнепоиоценовыми молласами.

Заканчивая на этом краткую характеристику основных геотектонических единиц Кавказа, необходимо остановиться на некоторых общих особенностях его тектонического строения.

Исследования, проведенные за последние годы, все больше убеждают нас в значительной роли глубинных разломов в тектоническом развитии Кавказа. Современное состояние его геологической изученности позволяет установить довольно большое число глубинных разломов продольного и поперечного направления.

Образование и развитие продольных разломов тесно связано в одних случаях с образованием и развитием геосинклинальных прогибов (стадия растяжения), а в других — со складкообразованием (стадия сжатия). Продольные разломы в большинстве случаев имеют большую вертикальную и незначительную горизонтальную амплитуды смещения. Одновременно устанавливается смещение сдвигового характера, обуславливающее косое расположение складок внутри геосинклинальных областей. Часто наблюдается также возникновение сложных зон смятия.

К числу главных поперечных разломов относятся на Большом Кавказе Пшехинско-Адлерский, Штавлерско-Эльбрусский и Самурский, а на Малом Кавказе — Абул-Самсарский и Араратский разломы.

Поперечные разломы в областях центральной части Большого Кавказа и Малой Азии приурочены к наиболее высокоприподнятым их частям.

Сочетание в пределах антиклинория Главного хребта Большого Кавказа поперечных и продольных разломов обуславливает гетерогенный характер его тектонического строения. Вместе с тем намечающиеся элементы поперечной зональности Кавказа в некоторой степени связаны с наличием крупных поперечных разломов большой глубины и протяженности.

Следует отметить еще одну особенность развития некоторых кавказских геосинклиналей — сравнительно короткий период их интенсивного погружения и весьма длительный период общего воздымания. Наиболее ярко это выражено в Гагрско-Джавской зоне и Локско-Карабахской слабоскладчатой системе.

Особого внимания заслуживает история формирования структур Кавказа, развивавшихся в течение длительного времени. В настоящее время еще нет достаточных данных об отдельных орогенических фазах каледонского цикла, хотя имеются все основания говорить об интенсивности складкообразования этой эпохи в целом. Мало что известно и о герцинских орогенических движениях, сыгравших, по-видимому, существенную роль в формировании доальпийских структур, в особенности — Предкавказской эпигерцинской плиты и Закавказской межгорной глыбы.

Решающая роль в становлении структур Кавказа принадлежит орогеническим фазам альпийского орогенического цикла. В настоящее время с достоверностью можно говорить о проявлении 14 фаз складчатости, из которых наиболее интенсивными являются древнекиммерийская, батская, ларамийская, триалетская, штирийская, аттическая и валахская. С этими фазами связано формирование основных тектонических ярусов Кавказа.

Следует отметить, что длительность одной орофазы измеряется временем от нескольких миллионов до сотен тысяч лет. Причем фазы, про-

являющиеся в период погружения геосинклиналей — более длительные, а фазы орогенного этапа их развития — более короткие (Гамкрелидзе, 1960).

В заключение хотелось бы отметить, что изучение структурных форм Кавказа приводит к выводу о ведущей роли горизонтальных сил в формировании первичных структур и подчиненной роли вертикального раздвигания, нагнетания пластичных масс и гравитации.

И, наконец, сравнивая Кавказ с другими горными областями Альпийской складчатой системы, можно прийти к выводу, что Кавказ в целом, по степени интенсивности сжатия складчатых структур, уступает Альпам и Карпатам, чем и вызвано, по-видимому, отсутствие здесь больших горизонтальных перемещений.

Литература

- Адамия Ш. А. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между р. Малой Лиахви и меридианом г. Душети. Геол. ин-т АН ГрузССР, 1958.
- Агабеков М. Г. Формирование структур депрессионных зон Азербайджана и восточной части Грузии. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1959.
- Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Азерб. гос. изд-во, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Тектоника Нахичеванской АССР. В кн. «Геология Азербайджана», т. 2. Изд-во АН АзССР, 1952.
- Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э. Развитие Араксинской тектонической зоны и сопредельных областей Армении, Ирана и Турции. Гималайский и альпийский орогенез. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1964.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во Арм. геол. упр., 1957.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Т. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 2, Изд-во АН СССР, 1960.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Белоусов В. В. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа, 1937.
- Булейшвили Д. А. Геология и нефтеносность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостехиздат, 1960.
- Булейшвили Д. А., Сепашвили О. А. К вопросу о тектоническом развитии Гаре-Кახетия и смежных с ней районов Картли и Западного Азербайджана. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. X (IV), 1957.
- Барданянц Л. А. Схема тектонической истории Кавказа. Зап. Всерос. минерал. об-ва, т. XIII, № 2, 1934.
- Варенцов М. И. Геологическое строение и происхождение Куринской долины между Тбилиси и Сурами. Нефт. хоз-во, № 1, 1937.
- Варенцов М. И. Геологическое строение и нефтеносность западной части Куринской депрессии и смежных областей Грузии. Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, № 1, 1948.
- Вассоевич Н. Б. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокации. Тр. НГРИ, вып. 10, 1934.
- Вассоевич Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 69, вып. 3, 1937.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ин-т геол. наук АН АрмССР, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Геол. ин-т АН ГрузССР, монография, № 2, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. Сб. тр. Ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР, 1953.
- Гамкрелидзе П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Трифонской долины. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. VII (XII), 1953₂.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологического строения Грузии. Тр. V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1958.

- Гамкрелидзе П. Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы истории геологического развития Грузии. Тр. ВНИГНИ, вып. XXI, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны Юга СССР. XXI сессия МГК, Докл. сов. геол., пробл. 18, 1960.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные по тектонике центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии). Сообщ. АН ГрузССР, XXX, 1963.
- Гамкрелидзе П. Д., Адамия Ш. А., Чихрадзе Г. А., Джавахишвили Ш. И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. В кн. «Геология Грузии», «Геология СССР», т. X, ч. 1, геологическое описание, 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Наука», 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. История геологического развития Большого Кавказа (Кавкасион) и его место в альпийской складчатой системе. Печатается в трудах Карпатско-Балканской ассоциации.
- Гамкрелидзе И. П. О характере тектоники Северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. Тр. III Закавказской конференции молодых научн. работн. Изд-во АН ГрузССР, 1962.
- Гамкрелидзе И. П. Краевая складчатость в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Вопросы геологии Грузии. Изд-во «Наука», 1964.
- Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геол., № 5—6, 1940.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы. Сообщ. АН ГрузССР, т. III, № 1—2, 1942.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Джанелидзе А. И. Территория Грузии в системе альпийского орогена. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. VII (XII), 1953.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минерал. АН ГрузССР, монограф. № 1, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Изд-во «Техника да Шрома», 1947.
- Дзоценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та ГрузССР, Сер. геол., т. III (VIII), 1947.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Кизевальтер Д. С., Белов А. А. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон — нижний триас). В кн. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. III, Гостоптехиздат, 1962.
- Кузнецов И. Г. Коллебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Проб. сов. геол., т. III, № 7, 1933.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структур Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 131, № 52, 1951.
- Лалиев А. Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Лалиев Г. А. Майкопская серия Грузии (Стратиграфия, условия образования, нефтеносность). Изд-во «Недра», 1964.
- Мехтиеv Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология нефтегазоносности Ленкоранской области. Изд-во АН АзербССР, 1953.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР. Изд-во АН АзССР, 1956.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Сб. «Геоморфология Армении». Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Большой Кавказ, предкавказские краевые прогибы, Куринская и Рионская межгорные впадины. В кн. «Тектоника Европы», МГК, 1964.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Малый Кавказ. В кн. «Тектоника Европы», МГК, 1964.
- Мкртчян К. А. Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореф. дисс. Ерев. гос. ун-т, 1960.

- Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. Докл. сов. геол. на XXI сессии Международ. геол. конгр. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). Госгеоиздат, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Пейве А. В. Новые данные по тектонике Южного склопа Центрального Кавказа. Сов. геол., № 7, 1945.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1—2, Изв. АН СССР. Сер. геология, № 1 и 3, 1956.
- Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. II, 1937.
- Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Юбилейный сб. Ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР, 1951.
- Рубинштейн М. П. Сейсмотектоника Грузии. В кн. «Геология Грузии», Геология СССР, т. X, 1964.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГрузССР, моногр. № 8, 1958.
- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, сб. 39, 1949.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 25, вып. 3 и 4, 1950.
- Хаин В. Е., Ахмедбейли Б. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. Материалы по геол. сев. вост. Азербайджана. Изд-во АН АзССР, 1957.
- Химшиашвили Н. Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Сектор палеобиологии АН ГрузССР, 1957.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Тр. ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР. монография № 5, 1954.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Докл. сов. геол. на XX сессии Междунар. геол. конгр., Пробл. 11, 1964.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части Южного склопа Большого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1955.
- Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР. Изд-во АН АзССР, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. Сов. геология, № 11, 1957.
- Эристави М. С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. VI(XI), 1952.

Геологический институт
АН ГрузССР

Статья поступила
10 ноября 1965 г.

P. D. GAMKRELIDZE

MAIN STRUCTURAL FEATURES OF THE CAUCASUS

Six areas of the specific tectonic structure and geological evolution have been defined within the Caucasus territory: (1) the Subcaucasian (Scythian) block, (2) the folded area of the Greater Caucasus (Kavkasioni), (3) the Transcaucasian intermontane block, (4) the Pont-Trialetian folded area, (5) the folded area of the southern part of the Lesser Caucasus, and (6) the Araksian intermontane trough. An asymmetrical structure is a particular feature of the Greater Caucasus. The geosynclinal development of its northern slope had been already completed in the second half of Late Paleozoic, being in progress on the southern slope during Mesozoic and Early Paleogene. The main features of the Transcaucasian intermontane block have been its intense subsidence since Paleogene and the accumulation of molasse of the vast thickness. An unusually extensive volcanic activity through Mesozoic and Cenozoic was characteristic of the southern part of the Lesser Caucasus. The origin and evolution of geosynclines were closely related to the deep-seated longitudinal fractures. Of the Caledonian, Hercynian, and Alpine orogenies which had formed the structural pattern of the Caucasus, the latter were most prominent. The original structures have been formed mainly by the lateral tectonic forces.

Geological Institute
of the Georgian SSR Academy of Sciences
Tbilisi

УДК 551.24 + 553 (234.3 + 479.0)

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

**РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА КАВКАЗЕ
В СВЯЗИ С ЕГО ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ¹**

Большие успехи, достигнутые в изучении геологического строения и магматизма Кавказа, дали возможность установить некоторые закономерности тесной связи магматических явлений с тектоническим развитием. Эти закономерности являются настолько ясными и выдержанными для всего Кавказа, что возникает мнение о более общем их характере, если не для всех складчатых областей, то по крайней мере для Альпийской геосинклинальной области. При этом речь может, конечно, идти об общих закономерностях, так как в деталях не только для всей Альпийской области, но даже в пределах самого Кавказа разные районы иногда показывают довольно разнообразную картину магматических явлений одного и того же возраста.

Не касаясь палеозойского вулканизма, который требует особого рассмотрения, Кавказ в течение юры, мела, палеогена и неогена являлся ареной интенсивного вулканизма, всегда связанного с тектоническим развитием соответствующих геосинклинальных зон. Мы не случайно разбили послепалеозойский вулканизм Кавказа на четыре этапа; дело в том, что магматические явления этих четырех этапов разобщены не только во времени, но, большей частью, и в пространстве и показывают специфичность как магматизма, так и тектоники для каждого из них. На примере Кавказа мы убеждаемся, что глубокое изучение закономерностей связи вулканизма с тектоникой позволит восстанавливать картину основных явлений тектонического развития по характеру вулканизма. Поэтому данная проблема заслуживает серьезного внимания не только со стороны магматистов, но и тектонистов.

Ниже в сжатом виде излагается картина развития магматических явлений для юры, мела и палеогена, и лишь вскользь затронут молодой постпалеогеновый вулканизм. В конце доклада даны общие закономерности связи геосинклинального вулканизма с тектоникой.

Магматизм юрского периода. После палеозоя самые мощные проявления вулканизма на Кавказе имели место в юре; продукты его широко распространены как в пределах Большого, так и Малого Кавказа.

Большой вклад в изучение продуктов юрского вулканизма Кавказа внесли Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1945). Ш. Азизбеков (1947), Г. С. Дзоценидзе (1948, 1962), А. П. Лебедев (1950), К. Н. Паффенгольц (1948) и другие исследователи, труды которых составляют основу приведенного ниже обзора.

Интенсивный вулканизм проявился в юрском периферийном прогибе геосинклинальной зоны Южного склона Большого Кавказа. Этот прогиб образовался лишь в байосе, а не в лейасе, то есть немного позже, чем возникла сланцевая геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа.

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

В отличие от последней в этом прогибе проявился интенсивный эффузивный вулканизм, который продолжался до его замыкания. Поэтому этот прогиб мы назвали вулканогенной геосинклиналью (Дзоценидзе, 1962), в которой в течение юры накопилась толща мощностью 3—4 км, начинающаяся спилитами, выше сменяющимися нормальными порфиритами. Характерно, что спилиты проявляются не везде, а лишь по северной периферии вулканогенной геосинклинали, на границе со сланцевой геосинклиналью, т. е. там, где были наиболее глубокие части бассейна. Южнее, где под вулканогенной геосинклиналью чувствуется неглубокое залегание Грузинской глыбы, и глубины, судя по фациям, были меньшими, спилиты, как правило, отсутствуют, хотя наблюдается частичная альбитизация плагиоклаза порфиритов. Как спилиты так и нормальные порфириты представлены преимущественно авгитовыми, реже плагиоклазовыми разновидностями. Гиперстеновые порфириты встречаются лишь спорадически в отдельных районах. Пирокластолиты во всей толще, как правило, играют преобладающую роль.

Точно такой же состав имеет вулканогенная толща Малого Кавказа, которая, по новейшим данным, не выходит за пределы юры и также начинается в средней юре. Поэтому эти две зоны развития юрских вулканогенных толщ: периферии Южного склона Большого Кавказа и северо-западной части Малого Кавказа, вслед за Л. А. Варданянцем (1934), мы считаем образовавшимися в единой юрской Закавказской вулканогенной геосинклинали, которая позже, в результате заложения и развития Аджаро-Триалетской вулканогенной мел-палеогеновой геосинклинали, была разделена на две части: северо-западную, в пределах Большого Кавказа, и юго-восточную, в зоне Малого Кавказа.

Но в разных частях общей Закавказской юрской вулканогенной геосинклинали магматические явления протекали не вполне одинаково. Во время орофазы верхнебайосско-батского времени в северо-западной части геосинклинали, в пределах Грузии, образовалась регрессивная угленосная толща (Джанелидзе, 1940). Лишь в двух местах, и ранее характеризующихся тенденцией воздымания, в районах Дзирульского и Келасурского массивов, произошло внедрение гранодиоритовых интрузий (Заридзе, 1947). При этом в Дзирульском массиве эта интрузивная фаза сопровождается эффузивной фацией в виде кварцевых порфиритов и порфириров. Очевидно, такие же кислые эффузивы должны существовать и в районе Келасурского массива, но они еще не обнаружены из-за недостаточного детального изучения этого района.

В юго-восточной части геосинклинали место регрессивных синорогенных угленосных образований занимает толща кварцевых плагиопорфириров, распространенная лишь в зонах воздымания в геосинклинали и также представляющая собой синорогенное образование, приуроченное к районам внедрения среднеюрских гранитоидных интрузий.

Вне этих районов воздымания кварцевые плагиопорфиры отсутствуют, и в условиях продолжающегося погружения отдельных участков геосинклинали образуется вулканогенная батско-верхнеюрская толща авгитовых порфиритов, несогласно налегающая на нижнюю толщу того же состава (Абдуллаев, 1963, Асланян, 1958) и др.

Северо-западная часть геосинклинали замкнулась полностью после верхнебайосско-батской орофазы; поэтому здесь имеются интрузии лишь этого возраста. В восточной части полное замыкание геосинклинали произошло во время предмеловой орофазы, с которой также связано внедрение гранитоидных интрузий. По новейшим данным, последние всегда сопровождаются верхнеюрскими кислыми эффузивными образованиями типа кварцевых порфиритов (Шихалибейли). То есть и здесь в связи с интрузией образовалась ее эффузивная фация того же состава.

В северо-западной части геосинклинали в верхней юре вулканизм проявился локально, имея трещинный характер с незначительным коли-

чеством пирокластического материала, и, в отличие от продуктов типичного геосинклинального вулканизма юго-восточной части, здесь образовались оливиновые базальты, трахибазальты, трахиты, встречающиеся в окрестностях г. Кутаиси и в некоторых других местах. Сюда же должны быть отнесены описанные за последнее время Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком трахитовые образования северо-западного Кавказа (район Туапсе).

Силловая фация этих пород представлена эссекситами окрестностей г. Кутаиси.

Если учесть, что в этой серии встречаются и нормальные андезиты и андезито-базальты и что трахиты в ней играют весьма подчиненную роль, встречаясь лишь в отдельных точках, средний состав пород верхнеюрской серии окрестностей г. Кутаиси существенно не будет отличаться от среднего состава пород геосинклинального вулканизма средней юры. Поэтому нет никакой надобности для происхождения этих пород привлекать какую-то особую оливин-базальтовую магму. Правильнее будет допустить, что в процессе складчатости вулканогенной геосинклинали в ее пределах образовались отдельные небольшие очаги, которые в условиях молодой складчатой области, сравнительно спокойно дифференцируясь, дали указанную выше серию пород.

Это предположение подкрепляется и тем фактом, что непосредственно в районе распространения верхнеюрской оливинбазальто-трахитовой серии, в батских регрессивных отложениях встречаются проявления вулканизма в виде излияния авгитовых порфиритов типа байосских, тогда как во время складчатости вулканические извержения почти повсеместно прекратились и в других местах не проявлялись. По-видимому, тот очаг, который начинает формироваться во время орофазы в пределах складчатой зоны, показывает слабую активность еще до окончания складчатости и дает синорогенные недифференцированные продукты эффузивного вулканизма, не отличающиеся от продуктов типично геосинклинального вулканизма доорогенной стадии.

Позже, уже в относительно более спокойных условиях молодой складчатой зоны, этот очаг извергает заметно дифференцированные продукты той же геосинклинальной известково-щелочной магмы в виде последовательной серии пород: оливиновый базальт-трахит.

Диабазовая фация юрского вулканизма. В пределах юрских сланцевых толщ Большого Кавказа, как на южном, так и на северном склоне часто встречаются разной мощности силлы, реже дайки диабазов, исследованием которых в разное время занимались Д. С. Белянкин (1914), Л. А. Варданянц (1935), В. П. Рентгартен (1940), А. П. Лебедев (1950), Г. С. Дзоценидзе (1948, 1962, 1963), Н. Ф. Татришвили (1940) и другие. Диабазы Кавказа, так же как и юрские порфириты, представлены спилитовыми разновидностями с альбитом и разновидностями с основным плагиоклазом. Как те, так и другие могут содержать темный силикат в виде пироксена от совершенно свежего до полностью уралитизированного. При этом замечено, что интенсивной уралитизации подвергались преимущественно диабазы, залегающие в виде даек. Это дает основание допустить, что уралитизация является результатом аутометаморфизма. Этим же объясняется тот факт, что диабазы, встречающиеся в виде даек в древних гранитоидах Кавказа, всегда представлены уралитовыми типами.

В зонах распространения диабазов иногда встречаются небольшие выходы туфобрекчий с обломками порфиритов. Наблюдается картина, какую в свое время отметил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг для Олонецкой диабазовой формации: изолированные выходы типично вулканических образований окружены со всех сторон диабазами. Эти выходы представляют собой жерловую фацию и указывают на те центры, откуда поднималась диабазовая магма, проникающая вдоль слоистости глинистых

осадков, образуя sillы разной мощности. Как видно, мощный юрский вулканизм, приуроченный к юрской вулканогенной геосинклинали, проявлялся и в сланцевой геосинклинали, но здесь он образовывал лишь отдельные очаги, удаленные друг от друга на значительные расстояния. Полное минералогическое и химическое сходство среднего состава юрских порфиритов и диабазов подтверждает их происхождение из одного и того же геосинклинального магматического очага, имеющего базальтовый состав.

По возрасту диабазы также не должны отличаться от вулканогенных образований средней юры, так как они всегда внедрены в лейасовые отложения, оказываясь моложе вмещающих толщ.

В юрской геосинклинали Большого Кавказа вулканизм проявился и ранее, в лейасе. Однако этот ранний вулканизм имеет локальный характер и приурочен лишь к периферии геосинклинали, к зоне ее контакта с плитой или глыбой (срединным массивом). Поэтому образующиеся продукты, как и следовало ожидать, имеют кислый — дацитовый или андезито-дацитовый состав. Представителями этих кислых пород являются породы лейасового кератофирового горизонта Л. А. Варданянца (1935), а также описанные А. П. Лебедевым (1950), И. Р. Кахадзе (1947) и другими во многих местах Северного Кавказа кислые породы плинсбахско-домерского возраста и изученные нами такие же породы в районе Дзирульского массива.

Таким образом, ясно очерчиваются определенные закономерности в развитии юрского геосинклинального вулканизма:

I этап, погружение, — доорогенный, 1. Начальная фаза — на границе с плитой или срединным массивом — локальное появление кислых пород; 2. Главная фаза: а) в вулканогенной геосинклинали — почти повсеместно — спилито-порфиритовая формация; б) в сланцевой геосинклинали — в отдельных местах диабазовая субформация.

II этап, батская складчатость, — синорогенный: а) в краевой части геосинклинали образование регрессивных угленосных осадков со слабым синорогенным вулканизмом диабазово-порфиритового типа, б) в зонах воздымания внедрение гранитоидных интрузий и образование их эффузивной фации в виде кварцевых плагипорфиров.

III этап, после батской орофазы, — посторогенный: а) в северо-западной части завершается замыкание геосинклинали — субазальный вулканизм развит локально, образование серии оливиновый базальт — трахибазальт — трахит; б) в юго-восточной части новое погружение — доорогенный: образование опять геосинклинальной батско-верхнеюрской порфиритовой формации, не отличающейся от байосской порфиритовой серии.

IV этап, верхнеюрская складчатость в юго-восточной части геосинклинали, — синорогенный: внедрение гранитоидных интрузий конца верхней юры с образованием их эффузивной фации в виде кислых пород; замыкание юго-восточной части геосинклинали.

Магматизм мелового периода. После верхней юры на Кавказе наступает перерыв в вулканизме, что связано со сравнительным затишьем в тектонической жизни Кавказа: унаследованные от юрских геосинклиналей меловые прогибы развивались недостаточно интенсивно. Этим следует объяснить, что нижний мел является периодом покоя в отношении вулканизма.

Лишь с альба, местами с конца апта, начинают зарождаться и интенсивно развиваться новые меловые вулканогенные геосинклинали как Большого, так и Малого Кавказа, с чем связано и оживление вулканической деятельности.

В меловом вулканизме, так же как и в юрском, хорошо видна связь характера вулканизма с тектонической природой соответствующей области.

В пределах Большого Кавказа меловой вулканизм проявился сравнительно слабо лишь на южном склоне, где он связан с геосинклинальной зоной погружения и накопления флишевых осадков в альбе и сеномане. Наиболее хорошо продукты альбского вулканизма представлены в полосе Шемаха — Нуха в виде туфов, туфобрекчий, и, реже, покровов и даек авгитовых и, чаще, роговообманковых порфиритов (Султанов, 1959), с ними чередуются туфогенные известковистые глауконитовые песчаники, которые вообще характерны для альб-сеноманских отложений, развитых в меловых прогибах вдоль Южного склона Большого Кавказа на границе с Азербайджанской и Грузинской глыбами.

Западнее продукты вулканизма встречены почти во всех разрезах альба и сеномана Сухумско-Джавской зоны в виде туфобрекчий авгитороговообманковых порфиритов и туфогенных известковистых песчаников. Совсем рядом с этими эксплозивными продуктами среди юрских и нижнемеловых отложений залегают роговообманково-авгитовые диоритпорфириты в виде лакколлитов, межформационных тел и сопровождающих их даек. Они справедливо отнесены нами к субвулканической фации альбско-сеноманского эффузивного вулканизма (Дзоценидзе, 1948), так как имеют совершенно аналогичный с ними состав и по определению абсолютного возраста относятся к альб-сеноману.

Более мощный вулканизм альб-туронского возраста имел место на юге Кавказа, в Аджаро-Триалетской геосинклинали, где мощность туфов, туфобрекчий и покровов авгитовых и роговообманковых порфиритов достигает 1000—1500 м (Гамкрелидзе, 1949).

Не менее интенсивный вулканизм проявился восточнее, в зоне Севано-Курдистанской геосинклинали, где наряду с туфами, туфобрекчиями и порфиритами авгито-роговообманкового состава, имеющими сантонский возраст, широко распространены серпентиниты, внедрение которых, по видимому, произошло почти одновременно с верхнемеловым эффузивным вулканизмом (Кашкай, 1947; Паффенгольц, 1948; Асланян, 1958).

Интересно, что все продукты геосинклинального вулканизма этих трех разных и разновозрастных зон мелового периода имеют одинаковый химико-минералогический состав и представлены крайними щелочно-известковыми типами пород.

Другой характер имеет меловой вулканизм на северо-западной периферии Малого Кавказа, представляющей собой предгорный прогиб, образовавшийся вдоль северного края воздымающихся гор. Здесь накопилась мощная (до 1000 м) вулканогенно-карбонатная толща сеноман-кампанского возраста, в нижней части которой имеется чередование известняков и вулканогенных пород, в средней резко преобладает вулканогенный материал, а выше снова господствуют чисто карбонатные осадки.

Интересно отметить, что такого же состава верхнемеловая вулканогенная толща Среднегорской зоны в Болгарии занимает аналогичное тектоническое положение (Дзоценидзе и Гвалчрелидзе, 1965).

В отличие от меловых вулканогенных образований описанных выше геосинклиналей, здесь преимущественное развитие имеют дацитовые породы и их туфы, кварцевые и бескварцевые альбитофиры. Последние встречаются в виде даек и лишь в верхних горизонтах образуют покровы. Породы андезитового состава здесь сравнительно редки, но все-таки встречаются почти во всех разрезах и, иногда, представлены гиперстеновыми порфиритами (Азизбеков, 1947; Дзоценидзе, 1948; Абдулаев, 1963).

В меловом вулканизме Кавказа особняком стоит своеобразная ассоциация щелочных оливиновых базальтов — трахибазальтов-фонолитов турон-сеноманского возраста; которая пока описана лишь в трех местах: в полосе г. Кутаиси — г. Цхакая (свита Мтавари, Грузия), в окрестностях Агджакенда и в Мартунинском прогибе (Азербайджан). Харак-

терным для этой ассоциации является значительное участие в ее составе пикрито-базальтов и общее богатство пород натриевыми цеолитами: анальцимом и натролитом; трахибазальты в их составе встречаются спорадически, а фонолит пока установлен только в одном месте в виде небольшого купола (Дзоценидзе, 1948; Хаин, 1949; Абдулаев, 1963).

Как в Грузии, так и в Азербайджане с ними ассоциируют их субвулканические фации в виде даек и силлов в более древних отложениях, представленных породами семейства тешенитов (Схиртладзе, 1943).

В пределах Азербайджана местами эти породы перекрывают вышеописанную дацитовую вулканогенную толщу, что иногда вводит в заблуждение геологов, заставляя говорить о наличии своеобразной пикрито-базальто-дацитовой ассоциации. При этом не учитывается, что пикрито-базальты и дациты являются образованиями смежных, но совершенно различных геотектонических зон. Первые связаны с зарождением и развитием предгорного прогиба, а вторые с периферией Азербайджанской глыбы, где глубинные разломы позволили подняться магме прямо из базальтового слоя земли.

Сравнение химического состава вулканических пород этих четырех геотектонических зон показывает специфические особенности каждой группы (Дзоценидзе, 1964). Породы геосинклинальных зон Большого и Малого Кавказа похожи друг на друга, имеют характерный для геосинклинального вулканизма щелочноизвестковый состав и представлены андезито-базальтами и андезитами. Однако породы Малого Кавказа чуть более богаты K_2O , что еще более четко выявляется в дальнейшем в палеогеновом вулканизме Малокавказской геосинклинали. Эффузивы предгорного прогиба отличаются от пород геосинклинальных зон лишь повышенным содержанием кремнекислоты. Поэтому вполне логично допустить, что эти дацитовые породы образовались из той же геосинклинальной магмы, но загрязненной кислым материалом вследствие тесного соприкосновения вулканических очагов с кислыми породами Закавказского срединного массива.

Породы Грузинской и Азербайджанской глыб имеют оливин-базальтовый состав и заметное обогащение некоторых членов натрием. Трахибазальты и фонолиты среди этих пород встречаются весьма редко и едва ли составляют одну сотую часть всей изверженной массы по объему. Поэтому их проявление следует связывать с весьма благоприятными условиями дифференциации лишь в отдельных вулканических очагах, куда поднималась первичная оливино-базальтовая магма по глубинным разломам (Пейве, 1945).

Палеогеновый магматизм. Как и после юры, на Кавказе в конце мела наблюдается повсеместное прекращение вулканизма. Маастрихт, кампан, датский ярус всегда представлены в карбонатной или флишевой фации без вулканогенного материала. Палеоцен также почти везде представлен во флишевой фации. Исключение составляют лишь периферические, пограничные с глыбой части Аджаро-Триалетской геосинклинали, где в районе Тетри-Цкаро описаны палеоценовые вулканические продукты в виде дацитовых покровов и пирокластов. Надо думать, что здесь, так же как и в юре и мелу, появление кислых пород на периферии геосинклинали обусловлено контаминацией андезито-базальтовой магмы геосинклинальных очагов кислоты материалом глыбы (Дзоценидзе, 1948, 1964).

Интенсивный вулканизм в Аджаро-Триалетской и Севанской геосинклиналях начинается в эоцене, когда образовалась вулканогенная толща андезито-базальтового состава мощностью 2—3 км. При этом в большинстве разрезов ясно намечается разделение толщ на нижнюю часть, сложенную светлыми, бедными авгитом породами, и верхнюю, где черные порфиры очень богаты авгитом и, нередко, цеолитами.

Ввиду того, что рядом с палеогеновыми вулканогенными геосинклиналями не существовало сланцевых геосинклиналей, диабазовая фация в палеогене проявилась слабо и приурочена к подстилающей эоценовую вулканогенную свиту палеоэоценовой флишевой толще, будучи представлена бедными авгитом типами, аналогичными нижним порфирирам эоцена.

Кроме основных пород типа авгитовых порфиритов, в эоцене Армении и Грузии встречаются горизонты кислых пород дацитового состава. Характерно, что они всегда распространены в районах развития интрузий и часто содержат серноколчеданное оруденение.

Постоянная тесная ассоциация этих кислых пород с эоценовыми интрузивами и наличие в них оруденения дают основание допустить что, аналогично средней юре Малого Кавказа, здесь также имелось проявление эффузивной фации интрузивного магматизма. Эти кислые эффузии появляются в разрезе неожиданно, без каких-либо переходов к основным типам, а выше снова перекрываются основными породами. Поэтому их источником можно считать лишь магмы эоценовых интрузий, с которыми они тесно связаны и имеют аналогичный химико-минералогический состав.

Это предположение косвенно подтверждается наличием в эоцене Малого Кавказа своеобразных конглобрекчий, в которых встречена галька как эоценовых интрузий, так и оруденелых кислых порфиритов. В одном разрезе в слоях над этой конглобрекцией А. Г. Вегуни нашел оверзскую фауну. Тем самым подтверждается доверзский возраст некоторых эоценовых интрузий.

Но кроме них в эоцене встречены еще две интрузии, которые внедряются в оверзские отложения; галька одних найдена в базальном конгломерате верхнего эоцена; другие прорывают верхний эоцен, их галька присутствует в базальном конгломерате олигоцена.

Таким образом, есть основание говорить о наличии в палеогене Малого Кавказа трех фаз складчатости и соответственно диорит-гранодиоритовых интрузий трех возрастов: предоверзского, предверхнеэоценового и предолигоценового. Интересно, что Е. Бончев также указывает в среднем эоцене Балкан наличие фаз складчатости: 1) между лютетским и оверзским ярусами и 2) между оверзским и приабонским ярусами (Гамкрелидзе, 1960).

По другому развивался вулканизм в верхнем эоцене Малого Кавказа. В прогибах, унаследованных от среднего эоцена, продолжались вулканические извержения, давшие андезито-базальтовую серию, не отличающуюся от пород среднего эоцена. Их представителями являются адигенская свита Ахалцихского района Грузии и мощная порфирито-базальтовая толща, слагающая водораздельные части Памбакского, Арегунийского, Базумского и Ширакского хребтов (Габриелян, 1956; Мкртчян, 1960) и несогласно перекрывающая разные горизонты среднего эоцена.

Но на периферии Аджаро-Триалетской и Севанской геосинклиналей, испытавших складчатость в среднем эоцене, вулканизм имеет другой характер. Из отдельных очагов, образовавшихся под складчатым средним эоценом, подвергшихся дифференциации в сравнительно спокойных условиях молодой складчатой зоны, изливаются оливиновые базальты, часто лейцитовые, и биотитовые трахиты, нередко содержащие анальцит. Эти калийсодержащие породы распространены в верхнем эоцене Грузии на северной периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали (Дзоценидзе, 1948, 1964) и в Армении на южной периферии Севанской геосинклинали (Памбак, Базумский хребет, западный Даралагез, Мегринский район), Петров, 1947; Котляр, 1958; Багдасарян, 1962; Остроумова, 1962).

Субвулканическая фация этих щелочных вулканических образований представлена силлами, штоками анальцимовых и нефелиновых сиенитов,

имеющих довольно широкое распространение как в Армении, так и в Грузии (Дзоценидзе, 1948, 1964, Адамян, 1955, Багдасарян, 1962).

Совершенно аналогично развивался среднеэоценовый вулканизм и в Талышском прогибе. Но в верхнем эоцене, на периферии талышских гор, кроме калийсодержащей серии, образовались и натриевые породы в виде анальцимовых олиновых базальтов и пикрито-базальтов, напоминающих турон-сантонскую серию, описанную выше (Кашкай, 1947). Исходя из этого, надо считать, что магматические бассейны, питавшие Талышский верхнеэоценовый щелочной вулканизм, были расположены не только на периферии геосинклинали, но и в зоне Азербайджанской глыбы, откуда по глубинным разломам поступала оливино-базальтовая магма в отдельные вулканические очаги, где и подвергалась дифференциации. Таким образом, в Талыше имеется опять пример сонахождения пород, генетически связанных с очагами разных геотектонических зон.

В олигоцене, в связи с процессом замыкания Малокавказских геосинклиналей, вулканизм почти повсеместно прекратился. Этим объясняется отсутствие олигоценовых вулканогенных образований в пределах Малого Кавказа. Единственное место, где отмечается наличие продуктов олигоценовых извержений, это Нахичеванская АССР, где Ш. А. Азизбеков (1961) указывает на наличие олигоценовой вулканогенной толщи мощностью 850 м. За последние годы олигоценовые вулканогенные толщи найдены в нескольких местах в Армянской ССР, но они все-таки играют резко подчиненную роль.

Как видим, развитие вулканизма Кавказа в юре, мелу и палеогене имеет много общих черт, которые можно сформулировать вкратце в виде следующих положений:

1. Вулканическая активность на Кавказе всегда связана с зарождением и развитием геосинклиналей.

2. Первая фаза геосинклинального вулканизма приурочена к периферии геосинклинали, к контакту с глыбой и поэтому имеет кислый, дацитовый состав. Она проявляется локально и может встречаться далеко не везде.

3. Главная фаза геосинклинального эффузивного вулканизма приурочивается к так называемой вулканогенной геосинклинали и начинается спилитами, выше постепенно переходящими в нормальные порфиристы. Средний состав этих образований колеблется от толеитового базальта до андезита, чаще отвечая андезито-базальту.

Эти серии состоят из андезито-базальтовой магмы крайне щелочно-известкового характера (среднеюрская серия, тип Пеле — Лассен-Пик), но иногда заметно небольшое возрастание роли калия (палеогеновая серия — тип Этны). В соседних сланцевых зонах геосинклинали этот же вулканизм дает силлы и дайки диабазов, по составу не отличающиеся от соответствующих эффузивных образований. Спилиты, как правило, встречаются лишь в наиболее глубоких частях геосинклинали, в то время как на других участках образуются нормальные порфиристы.

4. В период фазы складчатости в участках с тенденцией к воздыманию происходит внедрение гранитоидных интрузий, сопровождающееся излиянием соответствующих кислых пород — эффузивной фации интрузивного процесса. Если на этом геосинклиналь замыкается, то интенсивный вулканизм прекращается. Если же погружение некоторых участков продолжается, то вулканические явления снова активизируются, извергая ту же андезито-базальтовую магму.

5. Исходя из этого, по характеру магматизма необходимо различать моноциклические и полициклические вулканогенные геосинклинали. Если магматическим циклом считать активность магмы от зарождения геосинклинали до ее замыкания, то в нем необходимо различать этапы доскладчатые, периода складчатости и постскладчатые. К таким моноци-

Таблица 1

Схема развития юрского магматизма Кавказа

Этапы магматизма	В вулканогенной геосинклинали Южного склона и в некоторых участках сланцевой геосинклинали Большого Кавказа							В вулканогенной геосинклинали Малого Кавказа												
	стадия развития геосинклинали	в контакте с плитой эффузивный вулканизм	эффузивный магматизм		интрузивный магматизм		на складчатой периферии; эффузивный магматизм		стадия развития геосинклинали	эффузивный магматизм		интрузивный магматизм								
			поверхностные фации	силовые фации	интрузивные фации	эффузивные фации	поверхностные фации	субвулканические фации		поверхностные фации	силовые фации	интрузивная фация	эффузивная фация							
Аален-байос	Погружение	Дациты, кварцевые порфиры	Спилиты, порфиры и их пирокласты	Диабазы					Погружение	Спилиты, порфиры и их пирокласты	Диабазы									
Верхний байос-бат	Складчатость	—							Гранитидные интрузии					Кварцевые плагиопорфиры	Серия оливинных базальтов и трахитов	Эссекситы	Складчатость	Авгитовые порфиры и их пирокласты	Гранитидные интрузии	Кварцевые плагиопорфиры
Бат—верхняя юра	Замыкание	—							Гранитидные интрузии					Кварцевые порфиры			Погружение			
Конец верхней юры																				

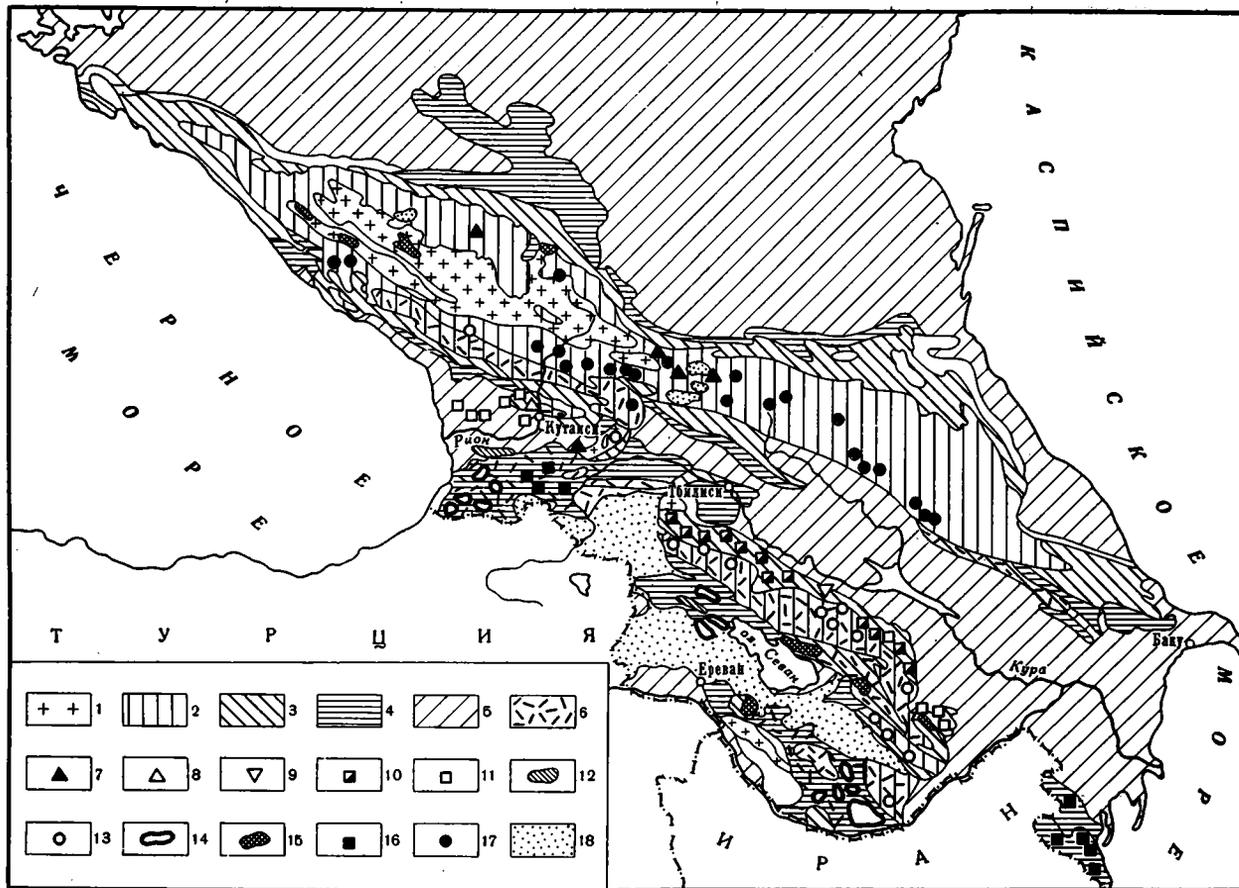
Схема развития мелового магматизма Кавказа

Этапы магматизма	Стадии развития геосинклинали	Геосинклиналь южного склона			Аджаро-Триалетская геосинклиналь			Севанская геосинклиналь			Предгорный прогиб; Сомхитско-Карабахская зона		Азербайджанская и Грузинская глыбы	
		эффузивный		интрузивный	эффузивный		интрузивный	эффузивный		интрузивный	эффузивный		поверхностные фации	субвулканические фации
		поверхностные фации	субвулканические фации		поверхностные фации	субвулканические фации		поверхностные фации	субвулканические фации		поверхностные фации	субвулканические фации		
Альб-сеноман	Погружение	Авгиторогово-обманковые порфириты	Роговообманково-авгитовые диорит-порфириты											
Альб-турон	То же				Авгиторогово-обманковые порфириты				серпентиниты					
Сантон	»—»	—	—	—	—	—	—	Авгиторогово-обманковые порфириты	—					
Сеноман-кампан	»—»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Альбитофиры, кварцевые альбитофиры, дациты	Дацитов. купола, дайки альбитофиры		
Турон-сенон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Анальцимовые оливиновые базальты, пикрит базальты, фолониты	Породы семейства тешенитов

Таблица 3

Схема развития палеогенового магматизма Кавказа

Этапы магматизма	Стадии развития геосинклинали	В геосинклинали				На складчатой периферии		В пределах периферии Закавказской плиты (Талыш)	
		эффузивный		интрузивный		поверхностные фации	силловая, штоковая фации	поверхностные фации	субвулканические фации
		поверхностные фации	силловая фация	интрузивные фации	эффузивная фация				
Средний эоцен	лютег	Погружение	Авгитовые порфириты и их пирокласты	Диабазы					
		Складчатость	—	—	Диориты, гранодиориты	Кислые эффузивы			
	оверз	Погружение	Авгитовые порфириты и их пирокласты						
		Складчатость	—	—	Сиениты, сиенито-диориты	Кислые эффузивы			
Верхний эоцен	Погружение	Авгитовые порфириты и их пирокласты				Биотитовые трахиты, лейцитовые тефриты и пирокласты	Анальцимовые и нефелиновые сиениты	Анальцимовые оливковые базальты, пикрито-базальты	Породы семейства тешинитов
	Складчатость	—	—	Диориты, иногда малокварцевые габбро-диориты	Кислые эффузивы				
Олигоцен		Андезитовые порфириты	?	?	?	?	?		



Схематическая геологическая карта Кавказа.

1 — доюрские образования Большого Кавказа; 2 — юра; 3 — мел; 4 — палеоген; 5 — неогеновые и четвертичные осадочные образования; 6 — вулканогенные формации геосинклиналей (андезито-базальтового состава); 7 — кислые эффузивы (юра); 8 — верхнеюрские вулканогенные образования (оливиновый базальт-трахитовая формация); 9 — эффузивная фация юрских интрузий; 10 — меловая кислая вулканогенная толща (Сомхитско-Карабахской зоны); 11 — верхнемеловая натриевая основная серия (анальцимовые оливиновые базальты, пикрито-базальты, трахиты, фонолиты); 12 — верхнеценовая калиевая серия (лейцитовые базальты — биотитовые трахиты); 13 — юрские кислые интрузии; 14 — палеогеновые кислые интрузии; 15 — ультраосновные породы; 16 — палеогеновые интрузии; 17 — диабазы в сланцевых свитах юры Большого Кавказа; 18 — постпалеогеновые вулканогенные образования (основные и кислые)

кличным геосинклиналям надо отнести северо-западную часть Закавказской юрской вулканогенной геосинклинали. В то же время ее юго-восточная часть будет представлять пример геосинклинали с двумя малыми магматическими циклами; в палеогеновых же геосинклиналях выделяются три малых магматических цикла.

6. На складчатой периферии геосинклинали в отдельных местах образуются относительно небольшие очаги, в которых магма дифференцируется в сравнительно спокойных условиях, и дает характерную для океанических островов и платформ серию оливиновых базальтов и трахитов, щелочность которых зависит от характера исходной магмы: тип Этны может дать лейцитовые базальты и щелочные трахиты (верхнеэоценовая серия), в то время как тип Пеле — Лассен-Пик дает лишь субщелочную серию: оливиновые базальты — нормальные трахиты (верхнеюрская серия). Первые в субвулканической фации дают щелочные и нефелиновые сиениты, а вторые — породы типа эссекситов.

7. Глубинные разломы в Закавказской плите дали выход оливин — базальтовой магме и в результате образовалась натриевая щелочная серия: анальцимовый оливиновый базальт — трахибазальт — фонолит. Последний член встречается исключительно редко.

8. Зарождение мел-палеогеновых геосинклиналей и сопровождающие их глубинные разломы вызвали раздробление полосы юрских горных сооружений. Например, Аджаро-Триалетская геосинклиналь разделила единую юрскую складчатую полосу на северо-западную (в пределах Грузии) и юго-восточную (Сомхитско-Карабахской зоны) части. А Севанская геосинклиналь отсекла от последней Кафанский сегмент.

9. Что касается более позднего вулканизма, проявившегося с конца миоцена вплоть до антропогена включительно, то он приурочен к складчатым областям Большого и Малого Кавказа, а также к срединным массивам. Как видно из исследований Н. И. Схиртладзе (1958), этот вулканизм также показывает определенную закономерную связь с разными геотектоническими областями. В молодых складчатых областях всегда распространены андезит-риолитовые серии, часто содержащие гиперстен, в то время как в пределах срединных массивов встречаются лишь долериты и базальты, иногда с небольшим количеством оливина, представители толеитовой магмы.

10. Предварительное ознакомление с историей тектонического развития Альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии и связанного с ним вулканизма дает основание предполагать, что установленные для Кавказа закономерности развития магматизма в основном будут выдерживаться и в смежных областях Альпийской складчатой области (Муратов, 1962).

Для облегчения представления о развитии магматизма по этапам в связи с основными геотектоническими единицами Кавказа изложенный выше материал представлен в виде таблиц, в которых показаны эти взаимоотношения и связи разнообразных эффузивных и интрузивных образований юрского (табл. 1), мелового (табл. 2) и палеогенового (табл. 3) возраста. А приложенная схематическая карта дает представление о распространении послепалеозойских магматических формаций Кавказа (рис.).

Литература

- Абдулаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1963.
- Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР, Изд-во АрмССР, Ереван, 1955.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1947.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеотехиздат, 1961.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1958.

- Багдасарян Г. П. Щелочные вулканические породы кайнозоя Армении. Сб. «Вопросы вулканизма», Госгеотехиздат, 1962.
- Белянкин Д. С. К петрографии Архотского тоннеля Геолог. исследов. в области перев. жел. дороги через Главный Кавказский хребет, СПб., 1914.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
- Варданянц Л. А. Схема тектонической истории Кавказа. Зап. Всерос. минералогич. о-ва, т. 63, № 2, 1934.
- Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении. Тр. совещания по тектонике Альпийской геосинкл. области юга СССР, Изд-во АН АзербССР, Баку, 1956.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны юга СССР. Докл. Сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., 1960.
- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Изд-во Груз. фил. АН СССР, Тбилиси, 1940.
- Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси. Изд-во Тбил. Гос. ун-та, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В кн. «Проблемы магмы и генезиса извер. горных пород», АН СССР, 1963.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. Сб. «Вопросы вулканизма», Госгеолтехиздат, 1962.
- Дзоценидзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Кавказа. Закономерности размещения полезн. ископ., т. 7, Изд-во АН СССР, 1964.
- Дзоценидзе Г. С. Characteristic features of the Cretaceous volcanism of the Caucasus and its relation to tectonics. Bull. Volcanol., т. 27, 1964.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Докл. VII конгр. Карп. Балк. геол. ассоц., София, 1965.
- Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Изд-во «Техника да Шрома», Тбилиси, 1947.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. геол. ин-та АН ГрузССР. Геол. сер., т. 3(8), 1947.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1947.
- Котляр В. Н. Памбак. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1958.
- Лебедев А. П. Юрская вулканическая формация Центрального Кавказа. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 113, Петр. сер. № 33, 1950.
- Мкртчян К. А. Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореферат канд. диссерт. Ереван, 1960.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Остроумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралагеза. Автореферат канд. дисс. ВСЕГЕИ, 1962.
- Паффенгольц К. Н. Геологическое строение Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа. Госгеолгиздат, 1948.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1947.
- Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Всес. минералог. о-ва, II сер., ч. 69, вып. 2—3, 1940.
- Султанов Р. Г. О некоторых вулканических породах на южном склоне Кавказа в Азербайджане. Уч. зап., Азерб. гос. ун-т, № 1, 1959.
- Схиртладзе Н. И. Тешениговая формация Западной Грузии. Тр. геол. ин-та, т. I, вып. 1, 1943.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, Монография геол. ин-та АН СССР, № 8, 1958.
- Татришвили Н. Ф. Диабазы Верхней Рачи. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. 13, 1940.
- Хайн В. Е. О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. Докл. АН АзербССР, т. 5, № 11, 1949.

**THE DEVELOPMENT OF VOLCANIC PHENOMENA IN THE CAUCASUS
IN CONNECTION WITH ITS GEOLOGICAL HISTORY**

The development of the volcanism of the Caucasus in Jurassic, Cretaceous and Paleogene is connected with the origin and development of geosynclines. The first stages of the volcanism are manifested, as a rule, in the marginal parts of a trough. The main stage is formed of spilites which are gradually replaced by porphyrites. The average composition of these formations varies from the toleitic basalt to the andesite. The sills and dikes of diabases are formed in the schistose zones of the geosynclines. During the formations of the folds in the uplift zones, granitoid intrusions and their effusive facies are formed. On the subsequent geosyncline subsidence andesite-basalt magmas erupt once again. As to the character of the magmatism, mono- and polycyclic volcanogenic geosynclines are distinguished. The distribution of these geosynclinal troughs in the Caucasus is described. The spacial distribution of the volcanic zones is closely related with the deep-seated fractures. The analogous relations of the volcanism with the tectonics might be characteristic of the adjacent areas of the Alpine folded area.

Geological Institute
of the Georgian SSR Academy of Sciences
Tbilisi

УДК 550.3(479.0)

Б. К. БАЛАВАДЗЕ, Г. К. ТВАЛТВАДЗЕ, Г. Ш. ШЕНГЕЛАЯ,
Д. И. СИХАРУЛИДЗЕ, К. М. КАРТВЕЛИШВИЛИ

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ОБЛАСТИ КАВКАЗА¹

Проблема изучения физики, строения земной коры и верхней мантии в области Кавказа, включая сопредельные морские бассейны, привлекает все возрастающее внимание геофизиков. Это объясняется стремлением способствовать установлению основных процессов, протекающих в коре и подкорковом слое, и их проявлений в движениях и развитии поверхностных структур земной коры, а также решению прикладных задач, связанных с выявлением богатств земных недр.

Для познания этой сложной проблемы в условиях Кавказского альпийского орогена мы воспользовались комплексным анализом данных геофизики и геологии. Как будет показано ниже, это дало возможность сделать первые обобщения о строении, составе, изостатическом состоянии и физических свойствах земной коры. Основанием для обобщения геофизических и геологических данных послужила количественная интерпретация гравитационного поля изучаемой территории.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ИЗОСТАЗИЯ

Гравитационное поле Кавказа и омывающих его Черного, Каспийского и Азовского морей достаточно подробно изучено в результате усилий многих научных и производственных организаций, проводивших здесь съемки на протяжении ряда лет (Институт геофизики АН ГрузССР, Институт физики Земли АН СССР, Геофизические конторы Грузии, Азербайджана и Северного Кавказа, Гос. геологический комитет Армении, трест «Азнефтегеофизразведка», Азербайджанская контора морской геофизической разведки, Азербайджанский научно-исслед. ин-т по добыче нефти, Институт геологии АН АзербССР, Всес. научно-иссл. ин-т геофизических методов разведки).

Установлено, что региональное гравитационное поле, вычисленное в редукции Буге с учетом влияния рельефа, сильно возмущено. Акватория Черного моря характеризуется положительной аномалией с крупным региональным максимумом в центральной его части. В прибрежной полосе моря положительные значения гравитационных аномалий почти повсеместно сменяются отрицательными, которые на остальной изучаемой нами площади суши и морей достигают значительных величин.

На фоне этого сравнительно слабого отрицательного поля на территории Большого и Малого Кавказа и в бассейнах Азовского и Каспийского морей выделяются крупные гравитационные депрессии. Наряду с

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

этим выявляются зоны более низких по абсолютной величине отрицательных аномалий, идущие вдоль Вандамо-Талышской, Талышско-Болнисской и Аджаро-Триалетской тектонических зон, а также в районе Дзирульского кристаллического массива.

Как известно, гравитационное поле отображает горизонтальные плотностные изменения в земной коре и верхней мантии. Наиболее резкие изменения поля мы связываем с влиянием аномальных масс, распределенных в земной коре, а более плавные, по-видимому, с небольшими амплитудами — с влиянием неоднородности вещества верхней мантии.

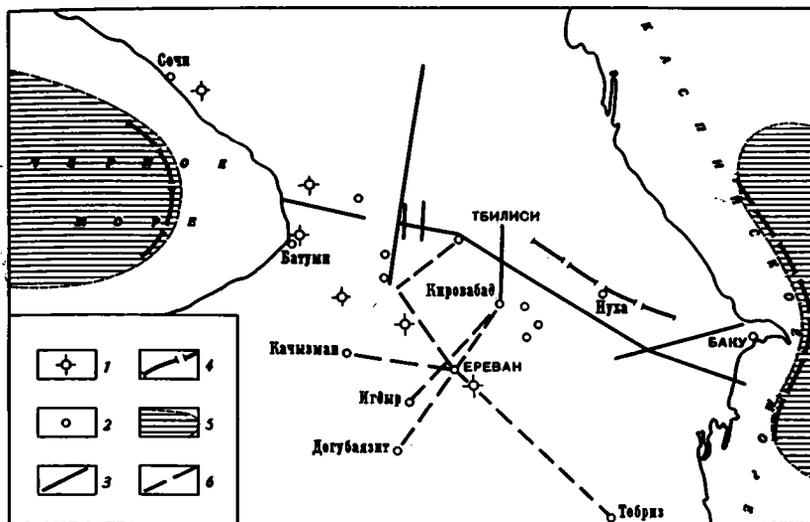


Рис. 1. Схема расположения:

1—2 — местоположения эпицентров землетрясений и мощных взрывов, в которых определено строение земной коры; 3 — профилей глубинного сейсмического зондирования; 4 — границы отражения поверхностных волн; 5 — области отсутствия гранитного слоя в морских бассейнах; 6 — трассы определения средней мощности осадочного комплекса по поверхностным волнам

Это последнее предположение согласуется с сейсмическими исследованиями. Так, Б. Гутенберг, пишет: «...подкорковый материал под океанами и континентами различается, по-видимому, очень мало или вообще не различается» (1958, стр. 110). Исходя из этого, разделить уверенно на эти две части наблюдаемое поле существующими методами очень трудно. Мы надеемся, что проводимые нами сейчас совместно с Вычислительным центром АН ГрузССР теоретические и вычислительные работы по пересчету аномалии силы тяжести на внешние плоскости (Алексидзе, 1965) позволят более уверенно осуществить выделение из общего поля той его части, которую создает плотностная неоднородность верхней мантии. Однако для этого необходимо охватить обширную площадь суши и морей с различными мощностями и строением земной коры, чтобы получить возможность проследить закономерное изменение ожидаемого слабого поля аномалии силы тяжести, создаваемого неоднородностью верхней мантии.

Но пока мы вынуждены все наблюдаемое поле, в первом приближении, приписать влиянию только плотностной неоднородности земной коры; это допущение вызовет небольшую ошибку в определении строения земной коры, что будет лежать в пределах точности современной метода.

Произведенный с этой позиции общий анализ аномального поля в редукции Буге, области Кавказа показывает, что в целом земная кора здесь стремится к изостатическому равновесию. Однако количественная интерпретация поля приводит в ряде мест к выявлению особенностей

строения земной коры, не согласующихся с принципами теории изостазии. К таким местам относятся: Казбекский район в центральной части Большого Кавказа, характеризующийся одновременно и сейсмической активностью, Вандамо-Талышская полоса, протягивающаяся субмеридионально через степные области Азербайджана, и дно Каспийского моря.

Эти области нарушения изостазии вырисовываются и на картах изостатических аномалий силы тяжести, вычисленных Е. А. Мудрецовой (1948) для различных модификаций по Эри, Пратту и Венинг-Мейнесу. Это особенно относится к Талышско-Вандамской зоне, где аномалия силы тяжести при всех видах топографических и изостатических редуций почти неизменно сохраняет местоположение, интенсивность и уровень значений.

Мы считаем, что изучение особенностей глубинного строения земной коры представляет существенный интерес для геофизики и геологии; оно может способствовать установлению главных особенностей образования и последующего преобразования земной коры под действием различных факторов, а также может дать указание на преобладающую направленность вертикальных движений коры в определенные геологические эпохи, выявляя тем самым протекающие в мантии процессы расширения и сжатия вещества во времени.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения строения и физических свойств земной коры и верхней мантии на Кавказе применялись различные сейсмические методы, характеризующиеся различной точностью. Перейдем к их изложению.

А. Метод глубинного сейсмического зондирования, являющийся наиболее точным, разработан и широко внедрен Г. А. Гамбурцевым и его последователями (Гамбурцев, 1952, 1954; Гамбурцев, Вейцман, 1956 и др.). Первое применение этот метод нашел на территории Грузии, и с тех пор с помощью этого метода строение земной коры исследовалось: в Колхидской низменности (Твалтвадзе, 1960; Твалтвадзе и др., 1964), в Восточной Грузии вдоль и в крест простирающихся межгорных впадин и Главного хребта в пределах центральных частей Большого и Малого Кавказа (Юрьев, 1963, Давыдова и др.), в низменных областях территории Азербайджана и на Каспийском море (Аксенович и др., 1962; Гальперин и др., 1962 и т. д.) на северной половине дна Черного моря (Непрочнов, 1959 и др.) и в других районах Кавказа и Крыма (см. рис. 1).

Даже из этого краткого перечисления видно, что методом глубинного сейсмического зондирования выполнен большой объем работы по изучению строения и физических свойств земной коры. Был выявлен характер изменения мощности слоев земной коры и глубины их залегания по отдельным профилям, выявлено отсутствие гранитного слоя под дном Черного и Каспийского морей и сравнительное постоянство мощности базальтового слоя под Кавказом и Каспийским морем. Эти результаты изучения земной коры, кроме того, играли роль исходных данных при количественной интерпретации геофизических полей.

Б. Более детально изучались морфология и глубина залегания кристаллического фундамента корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Работы этого характера, продиктованные экономическими задачами, были сосредоточены в прибрежной полосе Колхидской низменности (Твалтвадзе, 1960), Мухрано-Тирифонской долине Алазанской депрессии (Твалтвадзе и др., 1964), Восточном Азербайджане (Требукова, 1962) и на Северном Кавказе.

Отметим, что этим же целям служат также исследования, проводимые на территории Восточной Грузии методами теллурического зонди-

рования и профилирования. С помощью этих методов показано, что кристаллический фундамент по линии Дзирульской массив — Натахтари, слабо ундулируя, погружается от земной поверхности до 4—5 км, а в области сочленения Грузинской глыбы с Азербайджанской — залегает на глубине 12—13 км (Бердичевский и др., 1964). Эти результаты хорошо сходятся с сейсмическими и гравиметрическими данными.

В. В комплексе сейсмических исследований строения земной коры является важным применение методов близких землетрясений и мощных взрывов, позволяющих определить элементы строения коры под эпицентрами источников упругих волн.

Нами применялся предложенный Г. К. Твалтвадзе (1960) метод близких землетрясений, основанный на построении годографов S — P для различных типов волн с источником колебаний в коре. Было установлено, что мощность земной коры в Красной поляне около 45 км, в Гегечкори 48—50 км (осадочный слой 8—9 км, «гранитный» 18 км, «базальтовый» 23 км), под Аджарским хребтом — 48 км (осадочный слой + «гранитный» — 25 км, «базальтовый» — 23 км), юго-западнее Севастополя — 33 км, в северо — северо-западной Турции — 45, 45 и 46 км, в северо-восточной Турции — 43, 44 и 49 км, в Ардагане 45 км (осадочный слой 4—5 км, «гранитный» 18—19 км, «базальтовый» 21—22 км), в Ахалкалаки — 27 км без «базальтового» слоя (осадочный 4—5 км, гранитный 23—24 км), в Ново-Баязете — 47 км (осадочный слой — 6 км, «гранитный» — 19 км, «базальтовый» — 22 км).

Строение земной коры с помощью промышленных взрывов определено (Твалтвадзе, 1960) в районах Боржоми-Ахалцихе — 48 км (осадочный — слой — 4 км, «гранитный» — 20 км, «базальтовый» — 24 км), Мингечаур-Дашкесане — 48 км (осадочный слой 8 км, «гранитный» — 14 км, «базальтовый» — 26 км) и Ткибули — 48 км (осадочный слой — 7 км, гранитный» 16 км, «базальтовый» — 25 км).

Г. В последнее время, проблема строения земной коры изучается также и методом анализа короткопериодных поверхностных волн. Установлено (16), что короткопериодные волны (Lg и Rg) обнаруживаются только на континентах и исчезают при прохождении через глубоководные морские и океанические бассейны. Это свойство волн Lg и Rg объясняется тем, что они распространяются только в гранитном слое. Следовательно, по распространению этих волн можно отделить области развития океанической коры от континентальной, что, безусловно, очень важно.

С целью исследования указанным методом участков развития гранитного слоя в бассейнах изучаемых нами морей было проанализировано множество сейсмограмм от землетрясений Юго-восточной Европы, Малой и Средней Азии, полученных на станциях Москвы, Кавказа и Крыма (Саваренский, Волднер, 1960; Сихарулидзе, 1963; Балавадзе, Миндели, 1964). В результате было констатировано, что волны Lg и Rg не регистрируются станциями, если направление траектории волны от эпицентра на станцию пересекает центральную часть Черного моря, центральную и южную части Каспийского моря. Этот факт интерпретируется нами как свидетельство отсутствия гранитного слоя в этих частях морских бассейнов (см. рис. 1).

Это позволяет объяснить недавно обнаруженные на записях Закавказских сейсмических станций многократные отражения поверхностных волн, возникающих от некоторых иранских и турецких землетрясений (Сахарулидзе, в печати). Отражения проходят от Черного моря к Каспийскому и обратно, что объясняется выклиниванием в морских бассейнах проводящей эти волны среды — гранитного слоя.

Однако отражения поверхностных волн могут иметь место и при других геологических условиях. Так, было замечено (Báth, 1957), что волны Lg и Rg, путь которых лежал через горные системы Южной

Азии, наблюдались плохо или вовсе не наблюдались по другую сторону гор. По наблюдениям Закавказских сейсмических станций также установлено, что возникшие от некоторых иранских и турецких землетрясений поверхностные волны отражаются от южного склона восточной части Кавказского хребта. Очевидно, эти отражения обуславливаются продольными разломами глубинного заложения, которые, по-видимому, проходят по крайней мере сквозь гранитный слой и, таким образом, нарушают сплошность этой проводящей среды. Что эти разломы, отмеченные и геологическими наблюдениями, на самом деле такие глубинные, доказываются еще тем, что вдоль южного склона Кавказского хребта зафиксированы землетрясения с очагами в коре.

Д. Отмеченное выше отсутствие гранитного слоя или утонение его под дном Черного и Каспийского морей обнаруживается также исследованиями обертонов поверхностных волн.

Для исследования осредненной мощности осадочного слоя полезно применение метода дисперсии скоростей поверхностных волн, от близких землетрясений. С его помощью определена средняя мощность осадочного слоя вдоль профилей: Тбилиси — Богдановка (4 км), Ереван — Богдановка (5 км), Ереван — Тебриз (5 км), Ереван — Кагизман (5 км), Кировабад — Игдыр (6 км), Кировабад — Догубаязит (6 км) и др. (рис. 1).

Изучение дисперсии скоростей тех же волн, наблюдаемых при эпицентральных расстояниях 400—2000 км, позволило определить суммарную мощность осадочного и гранитного слоев по нескольким направлениям на территории Кавказа, Ирана и Турции. Ее средняя величина варьирует в пределах 20—25 км (Сихарулидзе, 1959, 1965).

Е. Наконец, из области сейсмологических исследований приведем результаты изучения предполагаемой неоднородности верхней мантии, полученные методом дисперсии длиннопериодных релеевских волн. Они были зарегистрированы на Тбилисской сейсмической станции от разрушительных землетрясений последних трех лет (Аляскинские, Алеутские и др.). Обработка этих наблюдений приводит к выводу, что на глубинах 80—100 км располагается слой пониженной скорости — слой Гутенберга, мощность которого оценивается в 150—200 км. Ниже этого, так называемого астеносферного слоя простирается слой Голицына — мощностью в 500—550 км, в котором вновь возрастает скорость сейсмических волн (Сихарулидзе, Ахалбедашвили, 1965).

Очевидно, общие представления о строении и физических свойствах верхней мантии, установленные под другими аналогичными горными регионами земного шара, распространяются и на область Кавказа.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Все эти сейсмические данные, так же как и данные геологии (Милановский, Хаин, 1963; Геология СССР, т. X, 1964; Геология Арм. ССР, 1964; Очерки по геологии Азербайджана, 1964 и др.) и многочисленных определений плотности горных пород по Кавказу (Балавадзе, Шенгелая, 1963), были использованы нами при количественной интерпретации аномалии силы тяжести.

Интерпретация выполнена с помощью разработанного Б. К. Балавадзе (1957) метода для случая двумерных аномальных масс. Было выбрано около 30 продольных и поперечных профилей; некоторые из них совпадают с профилями глубинного сейсмического зондирования или проходят через пункты с известными значениями глубин поверхностей раздела слоев земной коры или же пересекают выходы кристаллических массивов.

Для иллюстрации рассмотрим несколько профилей, на которых горизонтальными черточками отмечены границы раздела слоев по сейсмическим данным.

1. Профиль Варна — Карши протяженностью более 2000 км проходит через глубоководную часть Черного моря, Рионо-Куринской депрессии и Каспийское море (рис. 2). На кривой вдоль этого профиля вырисовываются региональные максимумы и минимумы, отклоняющиеся друг от друга более чем на 300 мгл. Количественная интерпретация кривой $\Delta g_{\text{наб}}$ показывает следующее (Балавадзе, Миндели, 1964; Балавадзе, 1957; Балавадзе, Твалтвадзе, 1960): осадочный слой под Варной имеет мощность около 8 км, и дальше в сторону центральной области моря увеличивается до 14—15 км, а потом вновь уменьшается,

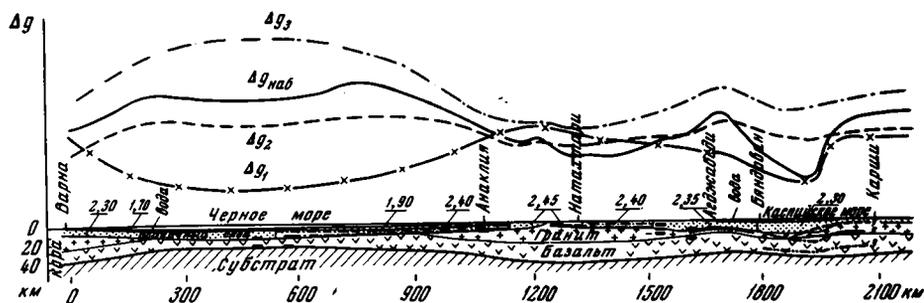


Рис. 2. Разрез земной коры по линии Варна — Анаклия — Агджабеди — Карши (составил Б. К. Балавадзе)

доходя под Анаклией до 7—8 км, и в районе Дзирульского массива — до нуля. Дальше вновь следует медленное погружение кристаллического фундамента, достигающее около 8 км под Евлахом, потом опять плавный подъем его до 6 км под Агджабеди — Саатлы с последующим резким погружением до 16 км у западных берегов Каспийского моря (Бяндован) и до 20 км в центральной части моря. Однако не доходя до восточного берега приблизительно на 75 км, поверхность кристаллического фундамента резко воздымается до глубины 2—3 км и так продолжается до Карши. Под морскими акваториями средняя плотность осадочного слоя, по нашим расчетам, должна быть меньше, чем под континентом, что и принято во внимание при интерпретации.

Гранитный слой распространяется прерывисто и по мощности изменяется в пределах 25 км. Со стороны Балкан, имея мощность около 10—12 км, он вклинивается под Черное море и прерывается у глубоководной части моря ($h \geq 2000$ м); с восточной стороны он также вклинивается в море, имея под Анаклией мощность около 12—13 км. Дальше на восток мощность гранита увеличивается, достигая под Сурамским хребтом примерно 25 км; за ним вновь следует постепенное уменьшение мощности, которая уже под Евлахом равна приблизительно 5 км. Такая мощность его прослеживается до зоны резкого воздымания кровли гранитного слоя у восточного побережья Каспия. По сейсмическим исследованиям считается, что под Каспийским морем «гранит» полностью отсутствует.

Базальтовый слой под континентом и Каспийским морем очень мало изменяется по мощности и только под Черным морем уменьшается до 8 км. Он сильно подвергнут короблению: приподнят под Черным морем, сильно опущен в зоне Анаклия — Натахтари — Евлах, дальше вновь приподнят под Агджабеди — Саатлы и немного опущен под Каспийским морем.

Кривые Δg_1 , Δg_2 и Δg_3 на этом и на других профилях характеризуют гравитационное влияние каждого основного слоя земной коры; они в сумме составляют наблюдаемую кривую $\Delta g_{\text{наб}}$.

Профиль Ереван — Кизляр пересекает Большой и Малый Кавказ (рис. 3). В этом направлении региональная аномалия Буге не очень сильно меняется, и результат ее интерпретации свидетельствует также о сравнительно спокойном строении земной коры по этому пересечению

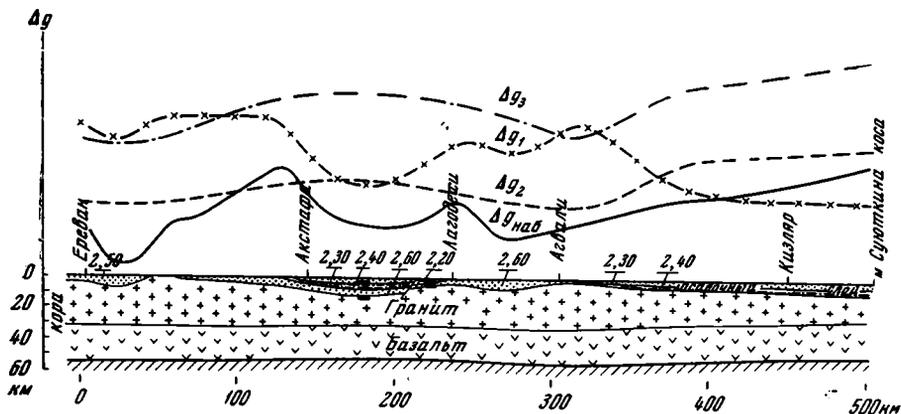


Рис. 3. Разрез земной коры по линии Ереван — Лагодехи — Кизляр (составил Б. К. Балавадзе при участии Г. Ш. Шенгеля)

Кавказа. Наиболее мощный, около 12—14 км, осадочный слой наблюдается между Акстафой и Лагодехи, а в других местах он варьирует от 0 до 8 км. Мощность «гранитного» и «базальтового» слоев изменяется в пределах 15—30 и 20—22 км соответственно.

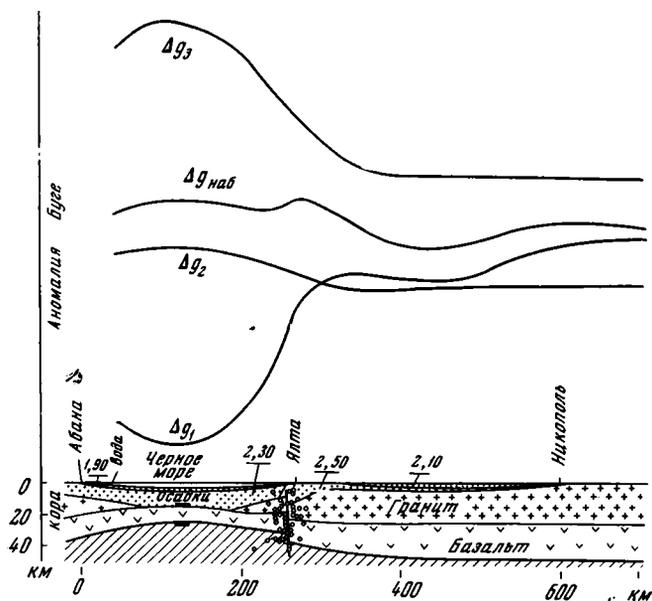


Рис. 4. Разрез земной коры по линии Абана — Никополь (составил Б. К. Балавадзе при участии П. Ш. Миндели)

Профиль Абана — Никополь пересекает Черное море в наиболее узкой его части и проходит через Ялту; южнее линии профиля зафиксировано множество очагов землетрясений (рис. 4). При рассмотрении ряда вариантов количественной интерпретации кривой $\Delta g_{наб}$ мы неизменно приходили к предложенному разрезу и, как и А. Я. Левицкая

(1961), к выводу о наличии глубокого сброса под континентальным склоном южнее Ялты. По плоскости этого сброса, очевидно, происходят перемещения слоев земной коры, порождающие здесь землетрясения небольшой силы. Полагаем, что этот разрез согласуется с концепцией М. В. Муратова (Левицкая, Муратов, 1959) о современном поднятии Горного Крыма, сменившего процесс его опускания в прошлые геологические эпохи.

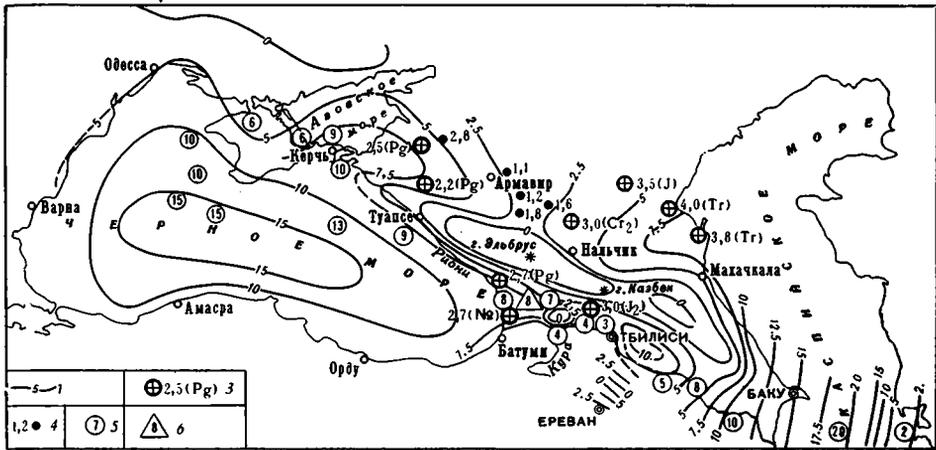


Рис. 5. Схема изменения мощности осадочного слоя на Кавказе (по Б. К. Балавадзе) 1 — изомощности осадочных отложений, в км; 2 — глубина заложения скважины и возраст вскрытых в забое отложений; 3 — глубина заложения кристаллического фундамента; 4 — мощность осадочного слоя по сейсмическим наблюдениям; 5 — мощность осадочного слоя по близким землетрясениям; 6 — тоже по близким землетрясениям.

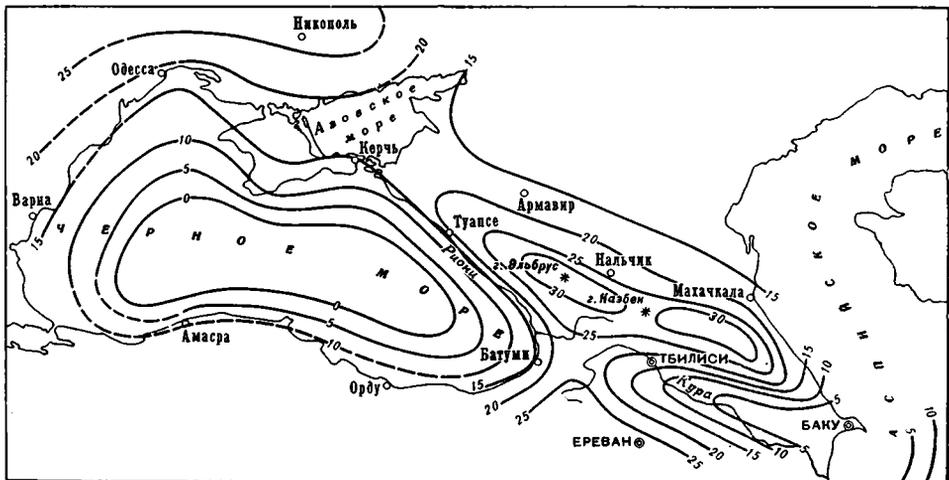


Рис. 6. Схема изменения мощности гранитного слоя на Кавказе (по Б. К. Балавадзе) Изомощности, в км

Обобщенные результаты интерпретации $\Delta g_{\text{наб}}$ по всем профилям мы представляем в виде различных схем.

Схема изменения мощности осадочного комплекса (рис. 5). Из нее видно, что на Кавказе развиты мощные осадки: в Каспийском море 3—20 км, в Черном море 5—15 км, в Азовском море 2—10 км, на Кубани 5—10 км, в районах Кизляр — Махачкала и Колхиды 2—10 км. При составлении этой схемы были привлечены данные также и некоторых буровых скважин и обобщающих геологических исследований.

Схема изменения мощности гранитного слоя (рис. 6). На Кавказе гранитный слой наиболее изменчив по мощности (от 0 до 30 км). Под Черным морем гранит отсутствует, а в Каспийском он либо совсем отсутствует, либо мощность его крайне невелика. В зоне Большого Кавказа он достигает наибольшей мощности (25—30 км), образуя под Эльбрусом и

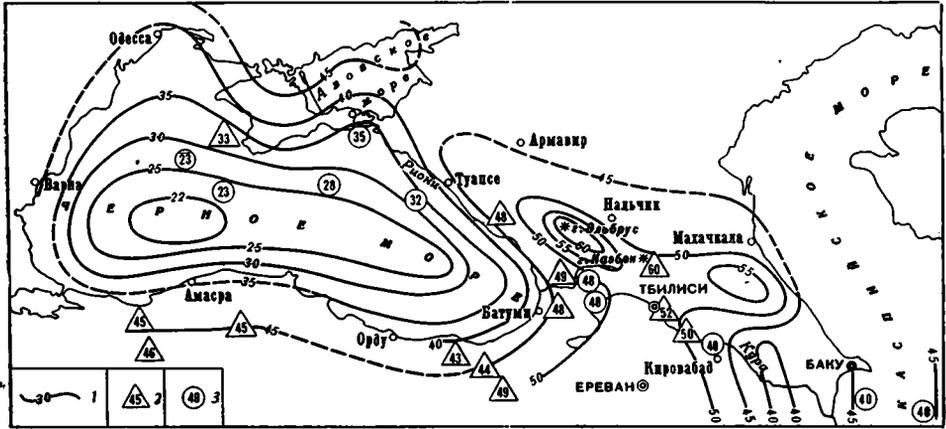


Рис. 7. Схема изменения мощности земной коры на Кавказе (по Б. К. Балавадзе)
 1 — изо мощности земной коры, в км; 2 — мощности земной коры по землетрясениям; 3 — то же по глубинному сейсмическому зондированию и мощным взрывам

Горным Дагестаном корни в базальтовом слое. В межгорной депрессии его мощность от 15 до 5 км, а в сторону Малого Кавказа растет, достигая в области Ереван — Ахалцихе 25 км.

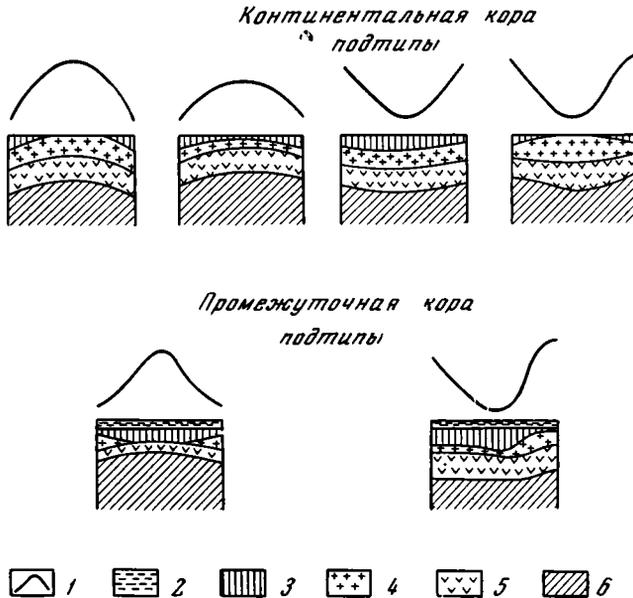


Рис. 8. Основные формы структуры земной коры на Кавказе (по Б. К. Балавадзе).

1 — аномалии в редукции Буге; 2 — вода; 3 — осадочный слой; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — вещество верхней мантии

Схема изменения мощности земной коры (рис. 7). Земная кора на Кавказе наиболее мощная под Эльбрусом (60 км) и Горным Дагестаном (55 км), где базальтовый слой аналогично гранитному, имеет корень.

Под Малым Кавказом основание земной коры спокойнее, чем под Большим Кавказом. Здесь оно залегает на глубине 45—50 км, а под Каспийским морем — 40—45 км. Схема иллюстрирует резкое сокращение (до 22 км) мощности земной коры в бассейне Черного моря.

По приведенным результатам исследований мы попытались провести некоторую классификацию строения земной коры в области Кавказа. Согласно существующей номенклатуре, строение земной коры под Кавказским перешейком и Азовским морем континентального типа, а под Черным и Каспийским морями — промежуточного типа. При этом континентальный тип коры, как показано на схеме (рис. 8), подразделяется в основном на четыре подтипа, а промежуточный — на два подтипа. По нашему мнению, эти строения коры широко распространены во внутренних и окраинных морях и в аналогичных с Кавказом орогенических областях, исключая из известных нам областей территории Северного Тянь-Шаня (Гамбурцев, Вейцман, 1956) и Сьерра-Невады, где земная кора утолщена вследствие увеличения мощности базальтового слоя (Гутенберг, 1951).

Литература

- Аксенович Г. И., Аронов Л. Е., Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Глубинное сейсмическое зондирование центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.
- Алексидзе М. А. Редукция силы тяжести. Изд-во АН ГрузССР, 1965.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., Изд-во «Наука», 1960.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Плотности горных пород территории Большого Кавказа. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XXII, 1963.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. Сейсмическое исследование. В сб. «Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным». Изд-во «Наука», 1964.
- Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А., Бухникашвили А. В., Гугунава Г. Е., Кебуладзе В. В., Лашхи А. С. Результаты магнитотеллурических исследований в Грузии. Разведка и охрана недр, № 4, 1964.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Докл. АН СССР. Новая сер. XXXVII, 6, 1952.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 25 (152), 1954.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1956.
- Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостоптехиздат, 1962.
- Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, геологическое описание, ч. I, Изд-во «Недра», М., 1964.
- Геология Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР. Ереван, 1964.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Давидова Н. И., Красноперцева Г. В., Манилов С. А., Леви В. К., Лобастова Л. И., Шекинский Э. М., Твалтвадзе Г. К. Результаты ГЗС на Кавказе. Сб. «Глубинное строение Кавказа». Изд-во «Наука», (в печати).
- Левинская А. Я., Муратов М. В. О связи сейсмичности и тектонической структуры Черноморской впадины и окружающих ее областей. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4, 1959.
- Левинская А. Я. Сейсмичность Крыма. В кн. «Землетрясения в СССР», Изд-во АН СССР, 1961.
- Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Мудрецова Е. А. Изостатические аномалии силы тяжести на Кавказе. Научный архив ЦНИИГАиК, М., 1948.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Саваренский Е. Ф., Волднер Н. Г. Волны Lg и Rg в Черноморском бассейне

- по данным сейсмических станций «Москва», «Симферополь» и некоторые соображения о их природе. Сб. «Сейсмические исследования в период МГГ». № 4, Изд-во АН СССР, 1960.
- Сихарулидзе Д. И. Изучение дисперсии волн Лява при близких землетрясениях. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 4, 1959.
- Сихарулидзе Д. И. Природа Lg и Rg волн и изучение строения земной коры. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XXII, 1963.
- Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. Г. О группах поверхностных сейсмических волн, формирующихся в различных слоях земной коры. Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XXII, 1965.
- Сихарулидзе Д. И., Ахалбедашвили А. М. Длиннопериодные Релеевские волны в оболочке земли. Сообщения АН ГрузССР, т. XXXVIII, 2, 1965.
- Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов. Изд-во АН ГрузССР, 1960.
- Твалтвадзе Г. К., Йоселиани М. С., Махарадзе Р. К., Хелашвили Т. И. Сейсмогеологическое строение Алазанской долины. Сообщения АН ГрузССР, т. XXXVI, 2, 1964.
- Требужкова Б. Д. Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования на суше в Азербайджанской ССР. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», 1962.
- Очерки по геологии Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, 1964.

Институт геофизики
АН ГрузССР

Статья поступила
8 декабря 1965 г.

**B. K. BALAVADZE, G. K. TVALTVADZE, G. SH. SHENGELAYA,
D. I. SIKHARULIDZE, K. M. KARTVELISHVILI**

GEOPHYSICAL STUDY OF THE EARTH'S CRUST AND THE UPPER MANTLE IN THE CAUCASUS AREA

The gravitational field of the region under research in the Bouguer reduction with the correction for the relief influence enables us to evaluate qualitatively the isostatic equilibrium of the Earth's crust.

The study of the deviation from the isostasy can promote the establishment of the main stages of the formation and subsequent transformation of the Earth's crust.

The qualitative interpretation of the Bouguer anomaly was carried out by the grading method on the profiles directed along and across the main Caucasian Ridge. The longest of them (more than 2,000 km) stretches from the western coast of the Black Sea to the eastern coast of the Caspian sea.

In the range of the studied area the sedimentary complex changes from 0 to 20 km, the granite layer from 0 to 30 km, the thickness of the Earth's crust changing from 22 to 65 km.

An attempt to classify the structure of the Earth's crust according to their types showed that the crust of a continental type is well developed under the Caucasus and the Sea of Azov, and the crust of an intermediate type is developed under the Black and Caspian Seas, the continental type being subdivided into four types and the intermediate one into two types.

The results obtained by the method of dispersion of long period Rayleigh waves, recorded at the Tbilisi seismic station during destructive earthquakes of the last three years, enables us to suggest about the heterogeneous structure of the upper mantle.

Institute of Geophysics
The Georgian SSR Academy of Sciences

УДК 551.21+551.24(479.0)

Е. Е. МИЛАНОВСКИИ

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА КАВКАЗА¹

ВВЕДЕНИЕ

Территория Кавказа — исключительно благоприятный объект для изучения магматических процессов, протекавших в альпийских геосинклинальных областях, и их соотношений с тектоническим развитием последних. Наряду с мощными длительными и сложными магматическими проявлениями, сопровождавшими собственно геосинклинальный этап альпийского геотектонического «цикла» (юра — эоцен), в ряде районов Кавказа широко проявились магматические (преимущественно вулканические) процессы, связанные с последующим — орогенным этапом альпийского «цикла» (олигоцен — антропоген). Начало этого этапа — раннеорогенная стадия (олигоцен — средний сармат) — отмечено главным образом формированием кислых интрузий в некоторых тектонических зонах мегантиклинорий Малого и, возможно, Большого Кавказа. Следующая — позднеорогенная стадия (поздний сармат — антропоген), характеризующаяся резкой активизацией дифференциальных вертикальных движений с усилением относительной роли поднятий (воздымание альпийских складчатых сооружений, приобретающих характер высокогорных хребтов, погружение краевых и межгорных прогибов, заполняемых грубообломочными, в значительной мере континентальными моласами) — характеризуется вместе с тем, мощными и многократными вспышками наземного вулканизма, охватившего огромные площади Малого Кавказа и впервые после весьма длительного перерыва пробудившегося в ряде районов Центрального сегмента Большого Кавказа. Более слабо позднеорогенный вулканизм проявился также в некоторых участках Предкавказских и Закавказских депрессий. Таким образом, в той или иной мере позднеорогенный (новейший) вулканизм захватил почти все основные продольные тектонические зоны Кавказа, причем с наибольшей силой сказался он в полосе Главного Транскавказского поперечного поднятия, пересекающего весь Кавказский перешеек с севера на юг от Ставропольского свода, через кристаллическое ядро Большого Кавказа — Дзирульский выступ Закавказской межгорной зоны — Ахалкалакское нагорье и вулканический массив Арагац на Малом Кавказе, до Арарата.

В развитии позднеорогенного вулканизма Кавказа намечаются три периода его резкого усиления (фазы вулканизма), разделенные периодами ослабления или затухания: миоплиоценовая (с максимумом в меотисе — понте), позднелиоценовая и антропоценовая (с максимумом в среднем плейстоцене-голоцене). Периоды ослабления вулканизма отвечают среднему плиоцену и нижнему плейстоцену. Внутри фаз в отдельных областях выделяются подфазы, хорошо сопоставляемые по всему Кавказу пока лишь в антропогене.

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

В пределах Транскавказского ареала позднеорогенного новейшего вулканизма, охватывающего, помимо Кавказа, сопредельные районы Турецкой Армении и северо-западного Ирана, выделяются три главные вулканические провинции: 1) Большого Кавказа и Предкавказья; 2) Закавказской депрессии; 3) Армянского нагорья (Малый Кавказ и Восточная Анатолия). Они в свою очередь подразделяются на территориально и структурно обособленные вулканические области и районы, значительно отличающиеся по истории новейшего магматизма, его химизму и типам извержения.

Вулканическая провинция Большого Кавказа и Предкавказья состоит из ряда изолированных районов. В большинстве их извержения начались с позднего плиоцена, а в некоторых — даже с плейстоцена, и лишь в одном районе проявления новейшего магматизма относятся к миоплиоцену. По общему объему вулканитов (2—3 тыс. км³) эта провинция во много раз уступает Армянскому нагорью.

В Терском краевои прогибе расположен Грозненский вулканический район. Он приурочен к пересечению Сунженского поднятия, лежащего на восточном продолжении Тырныузского шва, и северного продолжения Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома. Здесь обнаружен пока единственный центр небольшого плейстоценового эксплозивного извержения андезитов.

В пределах центрального сегмента поднятия Большого Кавказа выделяются Эльбрусская и Казбекская вулканические области.

Эльбрусская область приурочена к наиболее широкому и приподнятому участку северного крыла этого сооружения. Она располагается в пределах унаследованного от герцинского цикла горст-антиклинория Центрального Кавказа, Тырныузской шовной зоны и Лабино-Малкинского краевого массива. Эта область выделяется наиболее кислым составом продуктов, среди которых преобладают липариты, липарито-дациты и дациты и широко развиты туфолаво-игнимбритовые извержения. В ней выделяются три района.

Минераловодский район, приуроченный к участку сочленения северного крыла Большого Кавказа (Лабино-Малкинского краевого массива) с Минераловодским поперечным выступом Скифской плиты, характеризуется многочисленными гипабиссальными интрузиями (граносиенит-порфиоров, трахилипаритов), отличающихся от вулканитов других районов Большого Кавказа повышенной щелочностью. Расположение интрузивных тел контролируется пересечением нескольких систем активных в неогене глубоких разломов и трещин.

Нижнечегемский район расположен в самой восточной части Лабино-Малкинского краевого массива в зоне его флексурного сочленения с Кабардинской краевой впадиной. Здесь находится огромный покров верхнеплиоценовых липаритовых игнимбритов (площадью до 1000 км² и мощностью до 300 м), образовавшийся при грандиозном ареально-трещинном извержении, а также несколько центров более мелких верхнеплейстоценовых извержений и субвулканических инъекций липарито-дацитовых игнимбритов и туфолав.

Эльбрус-Кюгенский район приурочен к северной части горст-антиклинория Центрального Кавказа и ограничивающей его с севера Тырныузской шовной зоне. Мощные вулканические центры — Эльбрусский, Тырныузский, Верхнечегемский и др. — контролируются зонами активных глубоких поперечных разломов, флексур и трещин и узлами их пересечения с продольными разломами Тырныузского шва. В позднем плиоцене здесь в основном происходили мощные извержения липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов, туфолав и лав и гипабиссальные внедрения магмы того же состава, а на некоторых периферических

участках — также незначительные излияния андезито-базальтов. В среднем, позднем плейстоцене и голоцене продолжалось развитие огромного полигенного вулкана Эльбрус, неоднократно извергавшего дацитовые и андезито-дацитовые лавы, туфы, а в начале позднего плейстоцена и небольшие порции туфолоав. Верхнеплиоценовые извержения огромных туфолоаво-игнимбритовых масс, достигающих в Верхнечегемском массиве уникальной мощности (более 2,5 км) сопровождались глубоким вулканотектоническим проседанием (свидетельствующим о наличии близповерхностного периферического очага). На Эльбрусе оно продолжалось и в антропогене. Характерной чертой Эльбрус-Кюгенского района является тесное сочетание наземных извержений лав и пирокластики, туфолоаво-игнимбритовых извержений и гипабиссальных интрузий кислой магмы, образующих в целом вулканоплутоническую ассоциацию (в понимании Е. К. Устиева). С конца плиоцена состав вулканических продуктов в Эльбрус-Кюгенском районе, как и в Нижнечегемском, становится менее кислым.

Казбекская вулканическая область находится в пределах осевой части и южного крыла мегантиклинория, сформировавшихся на месте испытавшей инверсию осевой и южной краевой зон альпийской лептогеосинклинали¹ Большого Кавказа. Расположение вулканических районов контролируется зоной горст-антиклинория Бокового хребта Восточного Кавказа и зоной Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома. Для этой области характерны многократные эффузивы и эксплозии преимущественно андезито-дацитовой магмы (с колебаниями от андезитов, изредка андезито-базальтов до дацитов), очень мощные в позднем плиоцене и менее значительные в антропогене. В ходе извержений зона вулканизма смещается к востоку и югу, и ее продольная конфигурация сменяется поперечной.

Самый северный — Казбекский район — единственный, где вулканизм проявлялся в течение позднего плиоцена и всех эпох антропогена — приурочен к западному участку горст-антиклинория Бокового хребта. В позднем плиоцене вдоль его оси располагалась цепь вулканических центров, продукты извержений которых уцелели почти исключительно в прилегающей юго-западной части Терского прогиба. В антропогене ареал извержений оттесняется к востоку и юго-востоку в зону Казбек-Цхинвальского поперечного нарушения. К ней приурочены полигенные вулканы Казбек, Кабарджин, ряд мелких моногенных вулканов-сателитов и цепочка эксплозивных центров в ущелье Терека. В более южном — Кельском районе, расположенном на участке пересечения Чиаурского флишевого синклинория зоной Казбек-Цхинвальского поперечного разлома, извержения начались лишь в среднем (?) или начале позднего плейстоцена и продолжались до голоцена. Здесь находится много моно- и полигенных, преимущественно лавовых вулканов и экструзивные купола. Для деятельности полигенных вулканов характерно нарастание кислотности продуктов в ходе последовательных извержений. Самый южный — Джавский район, приуроченный к участку пересечения Кахетино-Лечхумской шовной зоны зоной Казбек-Цхинвальского поперечного глубинного разлома, характеризуется рядом мелких моногенных центров излияний андезитовых лав, происходивших в среднем плейстоцене (?) и в начале раннего плейстоцена.

¹ Мы условно употребляем в этой работе термин «лептогеосинклинали» для обозначения геосинклиналей со слабым проявлением магматической деятельности, по характеру своего развития переходных между типичными эв- и многоэвсинклиналиями. Этот смысл придают термину лептогеосинклинали некоторые советские исследователи (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Ханн, Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963; А. А. Богданов, Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1965). Однако Р. Трюмпи предложил этот термин для обозначения некомпенсированных геосинклиналильных прогибов, заполняемых маломощными глубоководными осадками (R. Trümpy. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 71, N 6, 1960).

В вулканической провинции Закавказской депрессии имеется единственная Центральнo-Грузинская вулканическая область. Она расположена в западной, относительно приподнятой части Закавказской межгорной зоны, в пределах Грузинского срединного массива. Оба вулканических района приурочены к его краевым участкам, вовлеченным в позднеорогенной стадии в воздымание поднятий Большого и Малого Кавказа. Вулканические центры северного района связаны с разломами, ограничивающими с севера, востока и юга Окрибо-Сачхерскую зону. В миоплиоцене здесь имели место небольшие эффузии и гипабиссальные интрузии оливиновых базальтов, реже андезито-базальтов повышенной щелочности. В южном, Гурийском, районе происходили небольшие излияния и инъекции субщелочных базальтовых лав в миоплиоцене и трахитов — в позднем плиоцене. В целом Центральнo-Грузинская область выделяется свойственными ей извержениями основных и средних продуктов более или менее повышенной щелочности.

Вулканическая провинция Армянского нагорья занимает огромную территорию и характеризуется грандиозными извержениями, продолжавшимися в течение всех трех фаз позднеорогенной стадии, — с позднего сармата до голоцена. Попадающие на территорию СССР восточные части Ахалкалакской и Центральнo-Армянской вулканических областей в основном приурочены к антиклинорным зонам Малого Кавказа и частично — к смежным с ними синклиниям, сформировавшимся в пределах одноименной эвгеосинклинали.

Ахалкалакская вулканическая область целиком попадает в полосу Транскавказского поперечного поднятия. Самый северный ее район — Бакуринский — расположен в южной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Небольшие вулканические проявления выражены здесь останком миоплиоценовых и несколькими потоками верхнеплиоценовых андезитовых лав. Южнее находится огромный многоярусный вулканический покров Ахалкалакского нагорья, наложенный на наиболее приподнятую северо-западную часть Сомхето-Карабахской антиклинальной зоны и, частично, на смежные участки Аджаро-Триалетской и Севанской синклиналиных зон. Основание его сложено мощной миоплиоценовой лаво-пирокластической толщей преимущественно андезито-дацитового состава — годердзской свитой. К востоку она погружается под эффузивные образования верхнеплиоценового и частью антропогенного возраста, слагающие три меридиональные зоны, резко различные по составу лав. В западной и восточной зонах изливались основные, почти не дифференцированные лавы — долеритовые базальты, слагающие обширные лавовые плато. В средней зоне, выраженной в виде меридиональной цепочки плиоценовых (Абдул, Самсар и др.), плейстоценовых и голоценовых вулканов (Тавкветили, Шавнабади и др.) происходили извержения более кислых, андезито-дацитовых лав, питавшихся из очага, приуроченного к зоне меридионального глубинного разлома. В целом в Ахалкалакской области в миоплиоцене повсеместно господствуют преимущественно эксплозивные извержения умеренно кислых и средних продуктов, которые сменяются с позднего плиоцена излияниями базальтов, и лишь в узкой меридиональной полосе продолжают эффузии умеренно кислых и средних лав.

Более южная — Центральнo-Армянская область имеет в плане вид огромного выпуклого к северу серпа длиной более 500 км. Ее средняя часть (Карское плато и массив Арагац), под которой предполагается существование крупного погребенного выступа древнего фундамента, также попадает в зону Транскавказского поперечного поднятия, а западная и восточная ее части (Восточно-Армянский вулканический район) выходят за его пределы. Последний район в основном связан со структурами Мисхано-Зангезурской антиклинальной зоны и

частично со смежными синклиниями — Севанским и Ордубадским. Для Восточно-Армянского и Арагацкого районов характерны исключительно мощные миоплиоценовые извержения пирокластов и лав преимущественно андезитового состава (вохчабердская свита и ее аналоги). Им предшествуют эксплозии трахилипаритовых туфов в сармате. Завершается фаза экструзиями и излияниями коротких потоков липаритов, возможно отвечающими по времени среднеплиоценовым складкообразовательным движениям. К миоплиоценовой фазе относятся также андезито-дацитовые экструзии и гипабиссальные интрузии Нахичеванского района, приуроченные к системе глубоких разломов, обрамляющих сооружение Малого Кавказа с юго-запада.

В позднеплиоценовой фазе в Восточно-Армянском районе ведущую роль приобретают ареально-трещинные эффузии основных базальтовых и андезито-базальтовых лав; лишь на отдельных участках развиваются крупные полигенные вулканы, извергающие более кислые продукты — до андезитов и дацитов (Ишихлы, Араилер), по-видимому, связанные с обособленными внутрикоровыми очагами. Аналогичные извержения на Арагацком массиве сочетаются в верхнем плиоцене с первыми (?) небольшими проявлениями туфолаво-игнимбритового вулканизма.

Антропогеновая фаза в Восточно-Армянском районе выражена несколькими импульсами ареально-трещинных излияний андезито-базальтовых (в плейстоцене) и андезитовых лав (в голоцене). Деятельность больших полигенных вулканов, извергавших более кислые продукты, полностью прекращается. Напротив, на Арагаце в плейстоцене и голоцене продолжают неоднократно эффузии умеренно кислых андезито-дацитовых, дацитовых лав, сопровождаемые в плейстоцене несколькими извержениями дацитовых игнимбритов. Они покрывают огромную площадь, но количественно резко уступают лавам. Таким образом, на Арагаце «нормально-орогенный вулканизм» (в понимании Р. Беммина) тесно сочетается во времени и пространстве с туфолаво-игнимбритовым. В целом развитие новейшего вулканизма на Малом Кавказе идет от преобладания эксплозивных извержений средних и умеренно-кислых продуктов к ареально-трещинным излияниям основных лав. Лишь на отдельных участках, контролируемых крупными разломами и узлами их пересечения, временно сохраняются, но постепенно отмирают полигенные вулканы, извергающие более дифференцированные кислые продукты, и продолжает развиваться Арагацкий внутрикоровый магматический очаг, по-видимому связанный с утолщением гранито-метаморфического слоя в пределах Арагацко-Мисханского выступа метаморфического фундамента.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Позднеорогенный вулканизм Кавказа характеризуется повсеместным господством наземных извержений. Их продукты либо образуют чисто вулканические формации, либо входят в состав более сложных вулканогенно-осадочных комплексов, в которых лавы и пирокласты сочетаются с туфогенными и осадочными образованиями, чаще всего селевого (лахарового), пролювиального, речного, озерного и ледникового происхождения; продукты более далекого воздушного переноса (пемзы, пеплы) могут прославлять также морские осадочные толщи на значительных расстояниях от центров извержений. Собственно вулканические новейшие формации Кавказа, в целом отвечающие широкому понятию «порфировой формации» А. В. Пейве, образуют семейство позднеорогенных вулканических формаций. Среди них, учитывая состав пород, характер и генезис извержений и место данного вулканического комплекса в тектонической структуре и развитии магматизма, можно выделить ряд типов вулканических формаций, объединяемых в несколько групп.

А. Группа нормально-орогенных вулканических формаций¹ включает комплексы лав и пирокластов основного, среднего и умеренно кислого состава, широко распространенные почти во всех вулканических областях Кавказа.

1. К андезитовым и андезито-дацитовым формациям принадлежит не менее $\frac{2}{3}$ всего объема новейших вулканитов, в частности все породы Казбекской и значительная часть Ахалкалакской и Центральнo-Армянской областей. Для их состава характерны значительные колебания (от андезито-базальтов до дацитов), но резко преобладают андезиты и андезито-дациты. Среди этих формаций выделяются два крайних подтипа — существенно пирокластический, эксплозивный (годердзская, вохчабердская, горисская, рухс-дзуарская свиты) и существенно лавовый, эффузивный (абул-самсарская, ишихлинская свиты, четвертичные лавы Казбекской области), обычно следующий во времени за первым. Извержения чаще связаны с полигенными вулканами центрального типа.

2. Андезито-базальтовые и базальтовые формации нормального известково-щелочного ряда типичны для верхнеплиоценовой и антропогеновой фаз вулканизма Малого Кавказа. Они следуют за андезито-дацитовой формацией, образуя с нею единый ряд, характерный для обращенных антиклинорных зон. Лавовые извержения носят ареально-трещинный характер и принадлежат к стромболианскому типу. 3. Формации основных и средних лав повышенной щелочности, представляющая неогеновыми вулканитами Центральнo-Грузинской области, приурочена к активизированным участкам Грузинского срединного массива. Подобные формации проявлялись здесь неоднократно (в мальме, мелу, неогене).

Б. Группа туфолаво-игнибритовых формаций включает комплексы туфолав, игнибриотов, туфов и пемз лаваритового и дацитового состава, представляющие продукты своеобразных извержений перенасыщенной летучими магмы, распыляющейся или вспенивающейся при выходе на поверхность. По преобладанию тех или иных пород выделяются: 1) существенно игнибритовые (Нижнечегемский район); 2) существенно туфолаво-игнибритовые (Верхнечегемский массив). Извержения больших масс туфолав и игнибриотов сопровождаются значительными вулканотектоническими проседаниями, указывающими на существование периферических очагов. Формации этой группы характерны для краевых, срединных массивов и унаследованных геосинклинальных поднятий в мегантиклинориях с большой мощностью гранитно-метаморфического слоя, в котором формируются очаги анатактической магмы.

В. Экструзивно-субвулканические формации кислого состава, не сопровождаемые вулканическими образованиями, приурочены лишь к некоторым жестким прибортовым участкам сооружений Большого и Малого Кавказа (Минераловодский и Нахичеванский районы). По составу пород они родственны вулканическим формациям соответствующих областей (Эльбрусской и Армянской), но породы Минераловодского района отличаются повышенной щелочностью, характерной для зон перехода от складчатых сооружений к платформам.

Г. Сложные орогенные магматические комплексы характеризуются сочетанием образований, свойственных различным выделенным выше типам формаций.

1. Формации, объединяющие элементы нормально-орогенных (андезито-дацитовых) и туфолаво-игнибритовых формаций (верхнеплиоценовые и четвертичные образования Эльбруса и Арагаца). Извержения игнибриотов и «нормальных вулканитов» могут питаться из разных подводных каналов и промежуточных камер (?), но связаны с общим глубинным внутрикоровым очагом, о чем говорит близость их

¹ Для обозначения этой группы формаций мы используем термин Р. ван Беммелена (1961) «нормальный орогенный вулканизм».

состава. Эти формации свойственны выступам основания в ядрах унаследованных поднятий с утолщением «гранитного слоя». 2. Вулкано-плутонические комплексы представляют собой еще более сложные сочетания «нормальных вулканитов», туфолаво-игнимбритовых образований, экструзивных и интрузивных тел, как правило, кислого состава, свойственные орогенным этапам подвижных зон. Хотя истинная роль интрузий в позднеорогенной стадии развития Кавказа еще не ясна (из-за незначительности эрозионного среза), наличие подобного вулкано-плутонического комплекса, устанавливается, по крайней мере, в Эльбрус-Кюгенском районе. Формированию его способствовало наличие системы глубоких разломов нескольких направлений, узлы пересечения которых предопределили локализацию наиболее крупных и живучих магматических каналов и размещение интрузивных тел.

СВЯЗЬ РАСПОЛОЖЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ И РАЙОНОВ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ И РАЗВИТИЕМ КАВКАЗА.

Молодые вулканиты присутствуют во всех главнейших его продольных зонах, однако подавляющая их часть связана с сооружениями Большого и Малого Кавказа. Во всех зонах они, как правило, приурочены к их относительно приподнятым и воздымавшимся в новейшей стадии участкам. Вместе с тем четко проявляется связь ареала новейшего вулканизма с зоной Транскавказского поперечного поднятия; в нее входят все вулканиты Большого Кавказа, Грузинского срединного массива, Ахалкалакской и значительной части Центрально-Армянской области. По-видимому, эта поперечная полоса воздымания являлась в позднеорогенной стадии зоной повышенного теплового потока. С вулканическими областями Большого и Малого Кавказа совпадают зоны крупнейших гравитационных минимумов. Эти области полностью ложатся внутри зоны проявления глубинной углекислоты, выделяющейся в углекислых термах. Состав и строение вулканических формаций, типы и масштаб извержений находятся в определенной связи со структурой и историей развития тектонических зон Кавказа в альпийском цикле. Основная часть вулканитов принадлежит мегантиклинорию Малого Кавказа, сформированному на месте типичной эвгеосинклинали, где на протяжении всего собственно геосинклинального этапа и раннеорогенной стадии происходили многократные мощные извержения и интрузии. Напротив, в мегантиклинории Большого Кавказа, возникшем на месте лептогеосинклинали, где вулканизм проявился лишь в раннегеосинклинальной стадии, а альпийские интрузии незначительны — позднеорогенный вулканизм отличается меньшим масштабом, локальностью проявления и не был преемственно связан с предшествующим альпийским магматизмом.

Районы новейшего вулканизма Кавказа по особенностям их тектонического положения, строения, развития и свойственным им вулканическим формациям можно отнести к нескольким основным типам:

1. Районы, приуроченные к структурам, сформировавшимся на месте внутренних зон альпийских геосинклиналей, испытавших полную или частичную инверсию (Казбекская область, Восточно-Армянский район, может быть Ахалкалакская область). Для них характерно мощное развитие андезито-дацитовых формаций (сперва существенно пирокластических, затем лавовых), за которыми следуют андезито-базальтовые формации.

2. Районы, приуроченные к унаследованным геоантиклинальным ядрам метантиклинорий с утолщением «гранитно-метаморфического слоя» (Эльбрус-Кюгенский, Арагацкий районы). Им свойственны сложные формации, сочетающие элементы андезито-дацитовых и туфолаво-игним-

бритовых (дацитовых, липарито-дацитовых) формаций и еще более сложные вулканоплутонические комплексы.

3. Районы, приуроченные к краевым (а в других областях Альпийского пояса — к срединным) массивам с мощным гранитно-метаморфическим фундаментом (Лабино-Малкинский краевой массив). Для них характерны игнибритовые формации липаритового состава.

4. Районы, приуроченные к участкам сочленения Большого и Малого Кавказа с обрамляющими их «жесткими» зонами. Им свойственны субвулканические и экструзивные формации кислого субщелочного (Минераловодский) и умеренно кислого состава (Нахичеванский район).

5. Районы, приуроченные к относительно приподнятым участкам краевых прогибов. Единственным примером является Грозненский район с небольшими эксплозивными извержениями андезитов, по-видимому, связанный единством очага с Казбекской областью.

6. Районы, приуроченные к активизированным участкам срединных массивов с малой мощностью гранитно-метаморфического слоя. Такова Центрально-Грузинская область с формациями субщелочных и щелочных лав основного и среднего состава.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ВО ВРЕМЕНИ

Новейший вулканизм Кавказа в целом вполне отвечает «субсеквентскому вулканизму» в понимании Г. Штилле, характерному для орогенного этапа геотектонического цикла. «Финальный вулканизм», знаменующий переход к посторогенному этапу развития, здесь еще не наступил (излияния щелочных основных лав Центрально-Грузинской области не показательны, так как проявлялись неоднократно с мальма); однако на протяжении позднеорогенной стадии все же проявляется тенденция к смене извержений средних и отчасти кислых продуктов более основными, малодифференцированными, и одновременно снижается роль пирокластиков и возрастает роль лавовых излияний. Эти признаки, видимо, указывают на приближение фазы «финального» вулканизма. Наиболее полно эта тенденция выражена на Малом Кавказе, особенно в Восточно-Армянском районе (переход от андезито-дацитов в миоплиоцене до андезито-базальтов в антропогене). Аналогичная тенденция, но в виде другого формационного ряда и с запозданием во времени выражена в Эльбрусской, и наименее ясно — в Казбекской области.

ВОПРОСЫ СВЯЗИ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА С НЕОТЕКТОНИКОЙ

Между этими явлениями, по-видимому, нет однозначных причинно-следственных отношений, и оба они являются разными отражениями еще недостаточно понятых глубинных процессов, движущий механизм которых связан с верхней мантией и отчасти с глубокими зонами коры. Но некоторые особенности новейших движений, несомненно находятся в коррелятивной связи с процессами новейшего вулканизма.

1. Моменты пробуждения и фазы усиления вулканической активности связаны во времени с общими для Кавказа периодами активизации дифференциальных тектонических движений и усиления роли поднятий. По крайней мере, последняя голоценовая подфаза извержений во всех вулканических областях Кавказа была синхронной.

2. Районы новейшего вулканизма приурочены к областям и участкам Кавказа, испытавшим в течение данной вулканической фазы или подфазы тенденцию к поднятию, как правило, более резкую, чем на других участках той же зоны, где вулканизм не имел места (эта тенденция могла нарушаться вулканотектоническими проседаниями). В зонах Кавказа, подвергавшихся абсолютному погружению, вулканическая деятельность не имела места.

3. Вулканической деятельности благоприятствовали сводо- и горстообразные воздымания, происходившие в условиях растяжения данного

участка коры и сопровождавшиеся возникновением или активизацией сети крутых и вертикальных разломов и трещин (Гегамский свод, Эльбрусско-Минераловодский поперечный перегиб).

4. Ряд районов новейшего вулканизма связан с зонами высоких градиентов молодых движений, выраженных крупными глубокими молодыми разломами и флексурами (Тырныаузский, Эльбрусский, Верхнечегемский, Казбек-Цхинвальский глубинные разломы). В локализации зон и центров извержений важную роль играли также зоны глубоких временно приоткрывавшихся трещин растяжения (зоны Абул-Самсарского, осевого Гегамского разломов). Большинство районов и центров извержений связано с разломами и трещинами поперечного и близких к нему направлений, меньшая часть — с продольными разломами.

Помимо глубоких разломов, служащих каналами при подъеме магмы из глубинного очага, существенную роль в ее перемещении в верхних горизонтах коры и локализации центров извержений играют менее глубокие и протяженные временно приоткрывающиеся разломы и трещины разных направлений, либо оперяющиеся крупные разломы (при центральном и трещинном типе вулканизма), либо образующие густую разветвленную сеть (при ареальном типе).

5. Большой интерес представляют явления вулканической тектоники. Возможно, что с формированием внутрикоровых магматических очагов, приводящим к увеличению объема соответствующих глубинных зон, в определенной мере связаны новейшие воздымания Большого и Малого Кавказа. Более очевидными проявлениями вулканотектоники служат процессы приподнимания и частичного раздвигания пород приповерхностных горизонтов коры при формировании субвулканических массивов, а также образование структур проседания — вулканотектонических депрессий в результате опорожнения магматических очагов и выноса на поверхность больших масс вещества при извержениях. Наиболее отчетливо это проявляется при разгрузке близповерхностных периферических очагов кислой магмы. Глубина проседания может достигать здесь 2—3 км (Верхнечегемская депрессия). При извержении больших объемов основной магмы из более глубоких очагов, вероятно, также происходят проседания, но они охватывают гораздо более обширные площади и имеют изостатический характер, подобный гляциоизостатическим опусканиям коры в областях мощного материкового оледенения.

ВОЗМОЖНЫЕ ГЛУБИНЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ И ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТСТВУЮЩИЕ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЮ

Формирование глубинных магматических очагов, питающих центры новейших извержений, по-видимому, связано с постоянным усилением потока тепла и глубинных эманаций, т. е. с возрастанием геотермического градиента в земной коре, происходящим в орогенном этапе и достигающим максимума в позднеорогенной стадии. Наиболее высоким тепловым потоком, вероятно, характеризовались зоны поднятий Большого и Малого Кавказа, зона Транскавказского поперечного поднятия и в особенности участки пересечения этих продольных и поперечных структур и наиболее проницаемые зоны живых глубинных разломов. Подъем геозотерм на Малом Кавказе происходил, видимо, до миоплиоцена, на Большом Кавказе — до позднего плиоцена, после чего начался обратный процесс, дальше зашедший на Малом Кавказе. Прогревание верхней мантии и коры в той или иной мере сопровождается подъемом и частичным проникновением в земную кору дериватов мантии, ассимиляцией ими вещества коры и может привести к частичному или полному плавлению ее глубоких зон и возникновению внутрикоровых очагов, в том числе очагов анатектической гранитоидной магмы. При последующем понижении геозотерм эти очаги отмирают, и на поверхность поступают

более основные расплавы, поднимающиеся из более глубоких зон коры, а затем из мантии.

Второй фактор, благоприятствующий возникновению магматических очагов в зонах с высоким термическим режимом, контролирующей их локализацию и пути движения магмы к поверхности,—местное понижение всестороннего давления, уменьшающее температуру плавления. Оно осуществлялось, по-видимому, в зонах глубоких разломов, по которым происходили вертикальные подвижки блоков коры или некоторое их расхождение (раздвиг), и в зонах общего растяжения коры в сводовых частях и других участках выпуклых перегибов положительных новейших структур. В собственно геосинклинальном этапе магматические очаги в основном располагались в пределах верхней мантии и поставляли преимущественно основную магму и продукты ее дифференциации и контаминации. В орогенном этапе в связи с подъемом геозотерм очаги плавления появляются на более высоких уровнях, в том числе в «базальтовом» и нижней части «гранитно-метаморфического слоя», до глубины около 10 км. Частичное плавление «базальтового слоя» приводит к извержениям андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, а «гранитно-метаморфического» — к извержениям липаритов, дацитов и интрузиям гранитоидов. В отдельных районах Малого Кавказа, вероятно, сосуществовали очаги на разных глубинах, почти одновременно поставлявшие продукты кислого и основного состава (дациты Абул-Самсара и базальты соседних плато, дацитовые игнимбриты и лавы Арагаца и основные лавы его периферии, и т. д.). В мио- и лептогеосинклиналях, например на Большом Кавказе, подъем геозотерм в позднеорогенной стадии может сразу привести к возникновению магматических очагов в «гранитно-метаморфическом» слое,— поскольку в нем, как показывают экспериментальные данные (Вилли и Таттл и др.), выплавление эвтектической гранитной магмы в присутствии достаточного количества летучих может начаться при относительно низких температурах — около 600—650°.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
10 ноября 1965 г.

YE. YE. MILANOVSKY

OROGENIC VOLCANISM AND TECTONICS OF THE CAUCASUS

At the late orogenic stage of the Alpine «cycle» of the Caucasus history (Late Sarmatian — Anthropogene), the volcanic activity was sharply intensified in the Lesser Caucasus and renewed after a long interval in the Greater Caucasus. The late orogenic volcanism is mainly related to the zones of largest gravity minima and to the belt of the Transcaucasian transverse uplift. Three phases of its evolution — Mio-Pliocene, Late Pliocene, and Anthropogene may be suggested. Recent volcanic deposits are of terrestrial nature everywhere, corresponding with the terms of «subsequent volcanism» (Stille) and «porphyric formation» (Peive). A few groups and a number of types of volcanic formations are proposed, taking into account their composition, origin, and the place in the evolution of magmatic activity. Six types of volcanic areas are distinguished, differing in their geotectonic position, structural peculiarities, and the nature of inherent late orogenic formations. Recent volcanism and neotectonics are the different reflections of deep-seated processes. Some areal and time interrelations between their manifestations are noted within the Caucasus. Magmatic chambers (mainly intracrustal) which were feeding the recent eruption centers were formed in connection with intensification of heat flow during the orogenic stage and to the local decrease of confining pressure. The zones of recent uplifts, active deep-seated disturbances, and extensions of the Earth's crust are most favorable for manifestations of these processes.

Moscow State University

УДК 550.3(479.24)

А. А. АЛИ-ЗАДЕ, И. О. ЦИМЕЛЬЗОН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЗЕРБАЙДЖАНА¹

Азербайджан входит в состав Альпийской геосинклинальной области; в его пределах расположено юго-восточное окончание мегантиклинория Большого Кавказа, включая азербайджанскую часть складчатости мегантиклинория Малого Кавказа — Талыша, Куринский межгорный прогиб и прилегающие к территории Азербайджана участки Средне- и Южнокаспийской впадин. Сочетание этих крупных геоструктурных элементов определяет то сложное тектоническое строение Азербайджана, над изучением которого трудились несколько поколений геологов, начиная с 1825 г. За последние три десятилетия на территории Азербайджана выполнен значительный объем региональных геологических и в особенности геофизических работ по исследованию глубинного строения: гравиметрическая и магнитная съемки, глубинное сейсмическое зондирование, сейсморазведка, электроразведка и глубокое бурение. Ниже, на основании обобщения геолого-геофизических материалов, дается новое геотектоническое районирование Азербайджана и рассматривается вопрос о характере взаимосвязи основных элементов современной тектонической структуры Азербайджана с глубинной структурой земной коры. Учитывая недавний выход в свет сводных работ о глубинном геологическом строении Азербайджана (Али-Заде и др., 1965; Цимельзон, 1965,) в настоящем докладе в основном анализируются материалы, не вошедшие в указанные сводки.

Основное отличие новой схемы геотектонического районирования Азербайджана (рис. 1) заключается в выделении в пределах юго-восточного окончания мегантиклинория Большого Кавказа Апшеронского периклинального прогиба. Этот структурный элемент, выделенный впервые одним из авторов (Али-Заде, 1961) представляет собой часть Кавказско-Балханского межпериклинального прогиба, образованного в результате погружения шарниров, идущих друг другу навстречу мегантиклинориев Большого Кавказа и Большого Балхана. Это очень молодой прогиб, еще не освободившийся из-под вод Каспия. Он и в настоящее время испытывает прогибание в связи с продолжающимся вздыманием упомянутых мегантиклинориев. Геоморфологически ему соответствует Апшероно-Красноводский порог, разделяющий Каспийское море на две глубокие котловины: Южно-Каспийскую и Средне-Каспийскую.

В западной части Кавказско-Балханского межпериклинального прогиба расположен Апшеронский периклинальный прогиб, а в восточной — Красноводско-Челекенский переклинальный прогиб. В пределах Апшеронского периклинального прогиба выделяется ряд структурных элементов низшего порядка: Западно-Апшеронский антиклинорий, Западно-Апшеронский синклинорий, Центрально-Апшеронский антиклинорий и

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

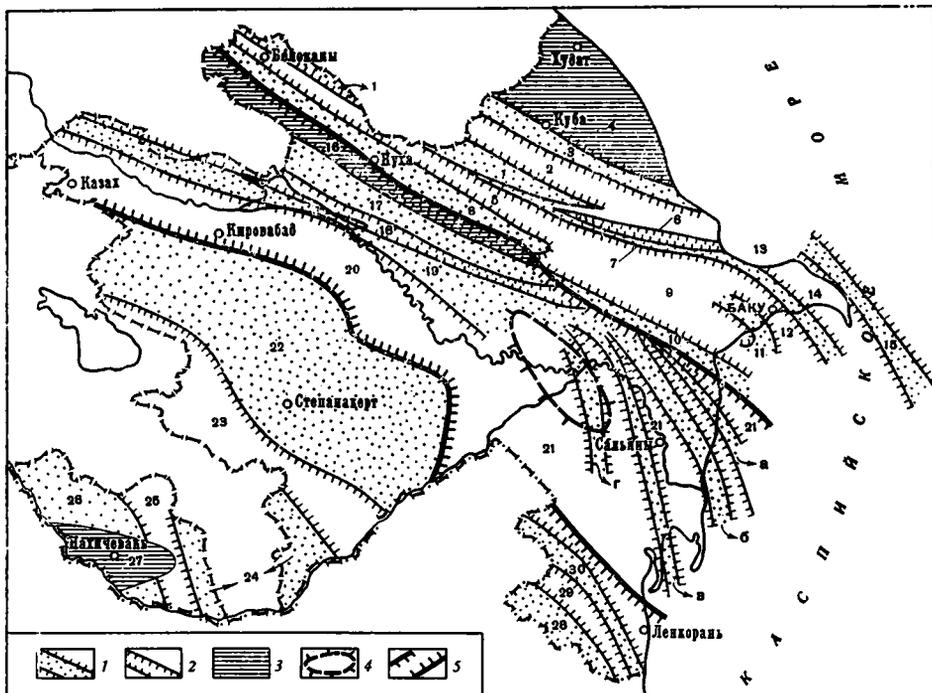


Рис. 1. Схема геотектонического районирования Азербайджана (по А. А. Али-Заде). 1 — антиклинорий, 2 — синклинорий, 3 — наложенные мулды и структуры; 4 — срединный массив, 5 — границы Курунского межгорного прогиба:

1 — Тфанский антиклинорий; 2 — Шахдагско-Хизинский синклинорий; 3 — Тенглино-Бешбармакский антиклинорий; 4 — Кусаро-Дивичинская наложенная мулда; 5 — Закалато-Ковдагский синклинорий; 6 — Дибраро-Яшминский синклинорий; 7 — Алтыгагач-Куркачидагский антиклинорий; 8 — Вандамский антиклинорий; 9 — Шемахино-Кобьстанский синклинорий; 10 — Ленгебизско-Алятский антиклинорий; 11 — Западно-Апшеронский антиклинорий; 12 — Западно-Апшеронский синклинорий; 13 — Центрально-Апшеронский антиклинорий; 14 — Восточно-Апшеронский синклинорий; 15 — антиклинорий Апшеронского архипелага; 16 — Алазано-Агрчайский синклинорий; 17 — Красноколдско-Дашюзский антиклинорий; 18 — Мирзаано-Арешский синклинорий; 19 — Чатмино-Геокчайский антиклинорий; 20 — Палантекийский синклинорий; 21 — Кура-Араксинская впадина с ярко выраженными антиклинальными зонами: а — Котурдаг Пирсагат — камень Игнатия; б — Каламадин Мишовдаг Бяндован — бухта Головачева; в — Кюровдаг-Нефтечала-Курунский камень; г — Джарлы — Саатлы; 22 — Самхето-Карабахский антиклинорий; 23 — Севано-Акеринский синклинорий; 24 — Мисхэно-Зангезурский антиклинорий; 25 — Орудбадский синклинорий; 26 — Шаруро-Джувлифинский антиклинорий; 27 — Нахчеванская впадина (наложенная мулда); 28 — Астаринский антиклинорий; 29 — Ярдымлинский синклинорий; 30 — Буроварский антиклинорий; 31 — Астраханбазарский синклинорий

антиклинорий Апшеронского архипелага¹. Складки Апшеронского периклинального прогиба являются типично прерывистыми, в ряде случаев осложнены явлениями диапиризма, разорваны многочисленными сбросами или надвигами и нередко носят на себе следы деятельности грязевого вулканизма.

¹ В 1954 г. В. Ф. Соловьев (Тр. совещ. по тектонике..., 1956) выделил область периклинального прогиба Большого Кавказа, охватывающую Кусаро-Дивичинский синклинорий, Апшеронский полуостров. Прикурунскую депрессию и полосу резко выраженных отрицательных аномалий силы тяжести, расположенную в море на продолжении депрессионной зоны Кусаро-Дивичинского синклинория и к востоку от Апшеронского полуострова. Отнесение Кусаро-Дивичинского синклинория (точнее, Кусаро-Дивичинской наложенной мулды), Апшеронского полуострова и Прикурунской депрессии к единой области периклинального прогиба Большого Кавказа является необоснованным, так как эти площади входят в состав различных геотектонических единиц. Апшеронский периклинальный прогиб, по А. А. Али-Заде, охватывает Апшеронский полуостров, окружающие части дна Каспийского моря и юго-восточный Кобьстан. Кстати заметим, что в южной морской части Апшеронского полуострова геофизическими исследованиями и бурением глубоких скважин выявлена зона погребенных поднятий, сложенная олигоценно-миоценовыми (а возможно, и более древними) отложениями (Карадаг-море, Локбатап-море, Шихово-море и др.). Следует также отметить, что структуры Бакинского архипелага развиты отчетливее, чем структуры, расположенные к востоку и с запада, что указывает на интенсивное воздымание Бакинского архипелага в позднеплиоценовое и четвертичное время.

Второе отличие схемы геотектонического районирования заключается в трактовке геологического строения Прикаспийской низменности (восточной части Прикаспийско-Кубинской нефтегазоносной области), ограниченной с юго-запада фронтальным Сиазанским надвигом. В геологической литературе (Ахмедбейли, 1954) без достаточных на то оснований строение этой низменности расшифровывается как синклиниорий (этот синклиниорий получил название Кусаро-Дивичинского). Однако понятие «синклиниорий» не отвечает строению Прикаспийской низменности ни по мезозойским, ни тем более по третичным отложениям. Касаясь геологического строения низменности по мезозойским отложениям, нетрудно заметить, что под покровом третичных слоев здесь прослеживается складчатая зона — продолжение антиклинория Бокового хребта Южного Дагестана. Детали строения этого антиклинория под покровом кайнозойских слоев недостаточно известны, тем не менее бурение глубоких разведочных скважин позволило установить резкое сокращение мощности кайнозойских и меловых отложений, а также выпадение из разрезов ряда стратиграфических единиц в местах сравнительно неглубокого вскрытия юрских пород. Следовательно, ни о каком синклиниории по юрским и меловым слоям Прикаспийской низменности говорить не приходится. Что же касается строения третичных и четвертичных отложений, необходимо отметить, что весь комплекс кайнозойских слоев по данным как геофизических исследований, так и промышленной разведки глубоким бурением на всей площади Прикаспийской низменности, залегает весьма полого, образуя слабовыраженную широкую мульду. Эта мульда является типично наложенной, характеризующейся отсутствием достаточно четко выраженной складчатости последующих порядков.

По данным бурения глубоких скважин, юрские и нижнемеловые породы опущены в крайней северо-западной части Прикаспийской низменности по правой стороне р. Самур на значительную глубину, около 2600 м, в то время как среднеюрские породы по левому берегу той же реки обнажены на поверхности. Такая разница в глубинах залегания мезозойских отложений на небольшом расстоянии может быть объяснена только наличием крупного поперечного разлома, проходящего по долине р. Самур. О времени образования Самурского разлома трудно сказать что-либо определенное; он мог образоваться как в верхнеюрское время, так и значительно позже, даже в досарматское время. О древности возраста разлома говорит непосредственное залегание аптских слоев на среднеюрских в районе Худата, а залегание сарматских отложений на среднеюрских в районе Кусаров свидетельствует о более молодом возрасте нарушения. Следовательно, Прикаспийская низменность оказывается ограниченной с двух сторон крупными разрывными нарушениями: с юго-запада — фронтальным (Сиазанским) надвигом и с северо-запада — Самурским разломом. Если учесть, что низменность с северо-востока граничит с берегом Каспийского моря, то ее треугольное очертание получит свое геологическое и геоморфологическое объяснение.

Переходя к анализу материалов о глубинном геологическом строении Азербайджана, следует отметить, что наиболее достоверные данные о глубинной структуре земной коры имеются по западной (в основном юго-западной) части Азербайджана, где сосредоточены профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). На остальной части территории Азербайджана сведения о глубинной структуре земной коры устанавливаются главным образом по материалам гравиметрической съемки. Из участков, охваченных глубоким сейсмическим зондированием, наиболее полная информация о строении земной коры, включая данные о нижней ее границе (поверхности Мохоровичича), имеется по профилям ГСЗ 3-5, полученным в последнее время (1962—1964 гг.). По профилям ГСЗ 1 и 2, отработанным в 1957—1958 гг., получены сведения лишь

о строении верхних слоев земной коры. Глубинным сейсмическим зондированием охвачена также центральная часть Каспийского моря.

В пределах суши Азербайджана поверхность М характеризуется относительно спокойным залеганием: изменение глубины ее залегания не превышает 15 км. Наибольшей мощностью земной коры — до 55 км с учетом рельефа — характеризуется осевая часть мегантиклинория Малого Кавказа и юго-восточное окончание мегантиклинория Большого Кавказа. Этим прогибам поверхности соответствуют региональные минимумы силы тяжести. Повышенной мощностью земной коры — порядка 45—48 км — характеризуются также Апшероно-Нижекуруинская гравиметрическая депрессия и более мелкая Евлах-Агджабединская (Бардинская) депрессия (Вебер, Федьинский, 1947; Цимельзон, 1965₁).

До последнего времени имелись большие расхождения в оценке по гравиметрическим данным значения мощности земной коры Приталышской Мугани (южная часть Талышко-Вандамского максимума; от 15—18 до 56 км (Гаджиев, 1958; Тетевосян, 1958)). Предположение о небольшой (15 км) глубине залегания поверхности М в Приталышской Мугани послужила ряду геологов основанием для вывода о наличии здесь океанической коры (сборник трудов Геол. ин-та АН ГрузССР, 1959). По последним данным ГСЗ, Приталышская Мугань характеризуется мощностью земной коры около 40 км (рис. 2, 3). Таким образом, предположение о наличии в Азербайджане участка с резко сокращенной мощностью земной коры (корой океанического типа) оказалось неподтвержденным.

Уменьшенной мощностью земной коры — также около 40 км характеризуется Сомхето-Карабахский антиклинорий, входящий в состав мегантиклинория Малого Кавказа; таким образом, в более крупном плане выделяется Сомхето-Карабах-Муганская зона пониженных значений мощности земной коры; она совпадает с одноименным региональным максимумом силы тяжести (Цимельзон, 1959), представляющим собой вторую северо-западную ветвь более крупной региональной гравитационной аномалии — Талышко-Вандамского максимума.

Основная северо — северо-западная ветвь Талышко-Вандамского максимума силы тяжести (собственно «Кюрдмирский мост»), совпадающая с центральной частью Куринского межгорного прогиба, объясняется рядом исследователей наличием срединного массива (Али-Заде и др., 1965, Сборник трудов геол. ин-та АН ГрузССР, 1959); другие авторы считают, что Талышко-Вандамский максимум связан с субмеридиональным глубинным разломом (расколом) земной коры вдоль которого произошло внедрение основной магмы (Вебер, Федьинский, 1947; Цимельзон, 1965₁). В то же время все исследователи Талышко-Вандамского максимума до последнего времени считали, что описываемая центральная часть Куринского прогиба характеризуется сокращенной мощностью земной коры, около 45 км. На профиле 4 в области восточного склона Талышко-Вандамского максимума (см. рис. 3) значения мощности земной коры достигают 50—52 км (в центральной и северной части профиля). Это указывает, что область Талышко-Вандамского максимума отличается, по-видимому, не пониженным значением мощности земной коры по сравнению с соседними участками, а наоборот, увеличенным. Следует, однако, при этом оговорить, что поскольку профиль 4 расположен в области восточного склона Талышко-Вандамского максимума, а осевая часть этой аномалии глубинным сейсмическим зондированием не изучена, вопрос о мощности земной коры центральной части Кура-Араксинской впадины требует дополнительных исследований.

На всех профилях ГСЗ выделяется группа волн с граничными скоростями от 6,5 до 7,5 км/сек, отождествляемая на различных участках с поверхностью «базальтового» слоя. Глубина залегания этой поверхности изменяется в широких пределах. Вопрос о природе «базальтового»

слоя является дискуссионным. Так, еще в 1953 г. П. Н. Кропоткин указывал, что «пока нельзя решить, действительно ли он представляет слой основных пород состава габбро или базальта, или же возрастание плотности в нем связано главным образом с уплотнением материала под давлением, или, наконец, мы здесь имеем тот же гранитный материал, густо пронизанный интрузиями основного состава». В последнее время рядом авторов высказано более определенное мнение: название «базальтовый слой» является неточным, так как на глубине, соответствующей этому слою, находятся, по-видимому, древние породы, которые перекристаллизовались под влиянием высоких температур и давлений. Пример Азербайджана также показывает, что с геологической точки зрения выделение на некоторых участках «базальтового» слоя является, по-видимому, не строгим. Об этом свидетельствует тот факт, что в центральной части Кура-Араксинской низменности, совпадающей с областью Талышско-Вандамского максимума, слой, принятый за «базальтовый», по крайней мере верхняя его часть, представляет собой, по всей вероятности, гранитный материал, густо пронизанный основными интрузиями (Цимельзон, 1965₁).

Касаясь вопроса поверхности консолидированной коры «гранитного» слоя, следует отметить, что в области Саатлинского поднятия глубина ее составляет 7 км вместо 5 км на прежней схеме (Цимельзон, 1965₁). На участке Евлах-Агджабединского (Бардинского) прогиба глубина залегания консолидированной коры достигает 14—15 км. Таким образом, по мощности осадочных отложений Евлах-Агджабединский прогиб соизмерим с такими крупными прогибами поверхности консолидированной коры Восточного Азербайджана, как Пирсагатский, Апшероно-Восточно-Кобыстанский и Дивичинский.

Ранее предполагалось, что в Приталышской Мугани «гранитный» слой отсутствует. Однако, по данным профиля 3, Приталышская Мугань, как и вся область Талышско-Вандамской аномалии, характеризуется наличием «гранитного» слоя уменьшенной мощности. Причем относительно наибольшей мощностью «гранитного» слоя отличаются участки поднятий и, наоборот, наименьшей — прогибы. Так, на участках Мугано-Приталышского (Беясувар-Карадонилинского) и Тауз-Кировабадского (Шамхорского) поднятий мощность «гранитного» слоя достигает 10 км, а на участках Евлах-Агджабединского и Казахского прогибов она составляет всего около 2—3 км.

Данные гравиметрии указывают на то, что описанные результаты вдоль профиля 3 лишь приблизительно отражают то сложное геологическое строение области Талышско-Вандамской аномалии, которое обуславливается неоднородностью «гранитного» слоя (точнее, верхней части консолидированной коры). Этот вывод подтверждается данными более детальных работ по профилю 4 (см. рис. 3), установившими блоковое строение земной коры центральной части Куринской впадины. Под осадочным слоем мощностью около 7 км располагается крупный приподнятый блок консолидированной коры с граничными скоростями 7,1—7,3 км/сек, соответствующими породами типа базальтов. Узлы дифракции сейсмических волн, соответствующие зонам разрывов, совпадают в плане с северной и южной границами Саталинского (Сабирабадского) максимума.

По данным профиля 5 (рис. 4) устанавливается также блоковое строение земной коры области Малого Кавказа и прилегающей западной части Куринской впадины. При этом на участке Средне-Куринского прогиба (рис. 5) мощность осадочных отложений достигает 13 км.

По гравиметрическим данным (наличие крупных локальных максимумов силы тяжести), в области Талышско-Вандамской аномалии выделяется ряд подобных Саатлинскому (Сабирабадскому) участкам неоднородного состава верхней части консолидированной коры — участки глу-

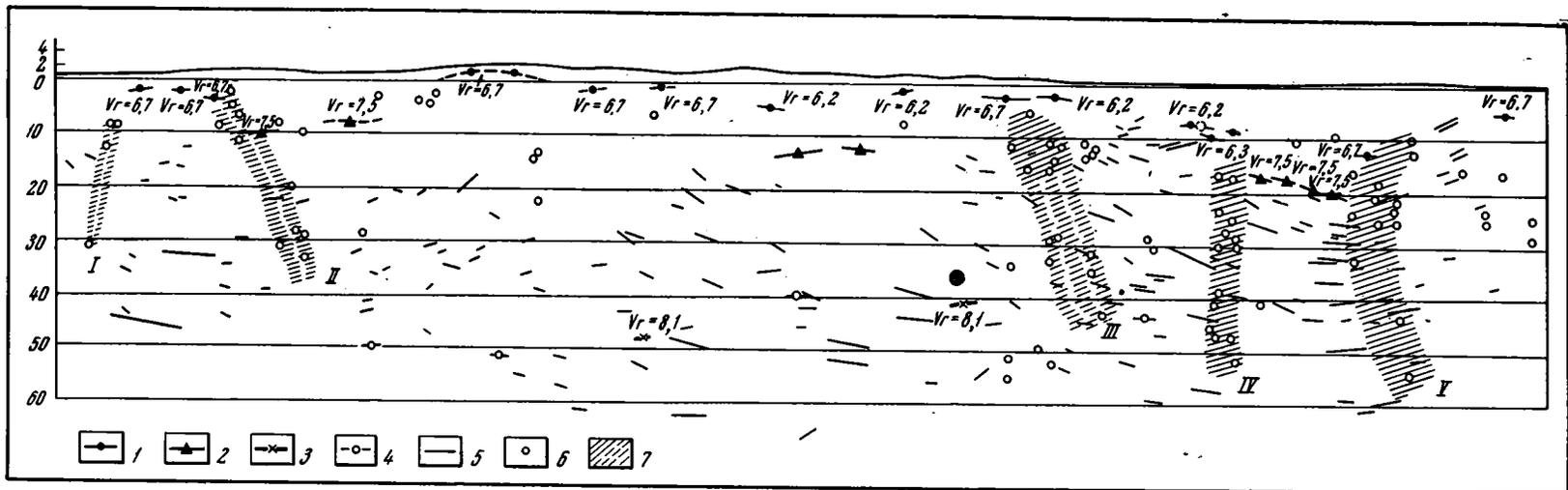


Рис. 4. Профиль глубинного сейсмического зондирования (5) (по М. М. Раджабову, Р. Л. Ригеру и др):

1 — поверхность консолидированной коры (граница «Г»); 2 — поверхность внутри консолидированной коры (граница «Б»); 3 — поверхность М; 4 — значения глубин залегания границы М по начальным точкам для разных пунктов взрыва; 5 — отражающие площадки; 6 — точки дифракции; 7 — зоны разломов. I — профили глубинного сейсмического зондирования на суше; II — изолинии глубин поверхности консолидированной коры в км; III — изолинии глубин консолидированной коры по данным глубинного сейсмического зондирования на море (2)? IV — изолинии глубин поверхности доюрского фундамента по И. В. Кирилловой и А. А. Сорнякиным гравиметрическими профилями; V — контуры поднятия поверхности консолидированной коры, не охваченные расчетными участками внедрения основной магмы в верхнюю часть поднятия консолидированной коры и нижнюю часть осадочной толщи, к которым приурочены поднятия в мезозойско-палеогеновых отложениях; VII — проектное положение скважины сверхглубокого бурения

бинных разломов, по которым произошло внедрение основной магмы (см. рис. 5). На всех этих участках (включая Саатлинский) устанавливается общая унаследованность структурного плана глубинных магматических пород и структурного плана мезозойско-палеогеновых отложений (Цимельзон, 1965₂).

В областях предгорных и межгорных прогибов консолидированной коры, отображением которых являются региональные депрессионные минимумы силы тяжести, по геофизическим данным устанавливается не-

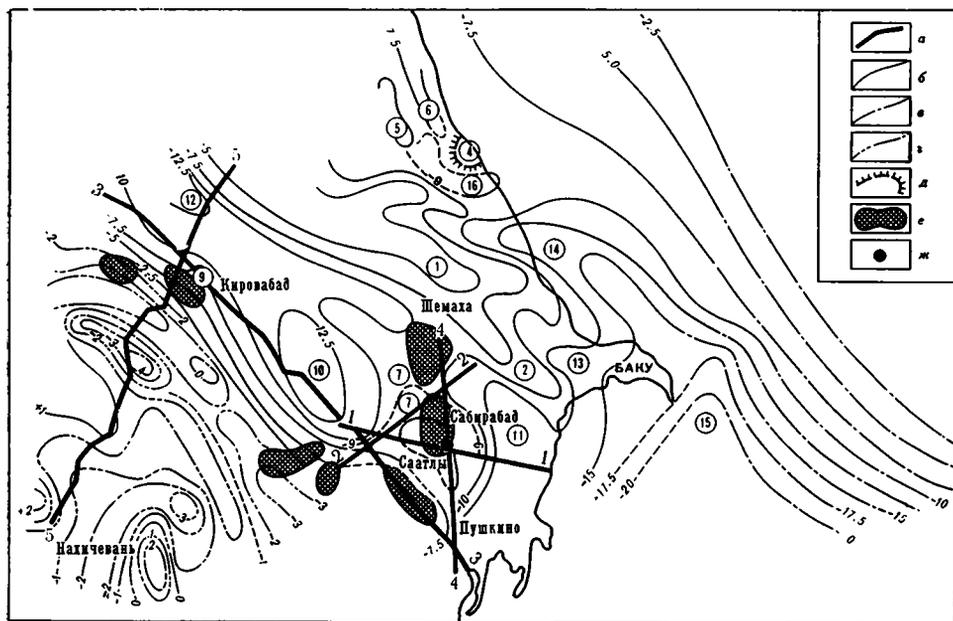


Рис. 5. Схема изолиний глубин поверхности консолидированной коры (по И. О. Цимельзону):

I — профили глубинного сейсмического зондирования на суше; *II* — изолинии глубин поверхности консолидированной коры в км; *III* — изолинии глубин консолидированной коры по данным глубинного сейсмического зондирования на море (2); *IV* — изолинии глубин поверхности доюрского фундамента по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому с уточнением по данным профиля глубинного сейсмического зондирования 5; *V* — контуры поднятий поверхности консолидированной коры, не охваченные расчетными гравиметрическими профилями; *VI* — участки внедрения основной магмы в верхнюю часть консолидированной коры и нижнюю часть осадочной толщи, к которым приурочены поднятия в мезозойско-палеогеновых отложениях; *VII* — проектное положение скважины сверхглубокого бурения

Поднятия поверхности консолидированной коры: 1 — Центральное; 2 — Яваныдаг-Сангачальское; 3 — Кусаро-Хачмасское; 4 — Ялама-Худатское; 5 — Западно-Дагестанское; 6 — Восточно-Дагестанское; 7 — Саатлы-Геокчайское; 8 — Мугано-Приталышское; 9 — Шамхорское. Прогибы поверхности консолидированной коры: 10 — Евлах-Агджабедиинский; 11 — Куци-Пирсагатский; 12 — Средне-Куинский; 13 — Апшероно-Таштинский; 14 — Североприапшероно-Дивичинский; 15 — Южно-Жилинский; 16 — Южно-Дагестанский.

совпадение областей наибольшего прогибания по различным стратиграфическим комплексам пород и в связи с этим — резкое несогласие структурных планов. Так, на некоторых участках Предкавказского прогиба расстояние между областями наибольшего прогибания по юрским отложениям и по поверхности консолидированной коры, устанавливаемое по данным гравизведки, и по верхнемиоценовым отложениям, определяемая по данным сейсморазведки, составляет десятки километров. Несовпадение областей наибольшего погружения в пределах Предкавказского прогиба приводит к тому, что структурные формы, принадлежащие по молодым отложениям к геосинклинальной области, по более глубоким комплексам пород относятся к переходной зоне между геосинклиналью и платформой, так как располагаются на платформенном склоне Предкавказского прогиба. Это обстоятельство, связанное с миграцией развивающейся геосинклинали в пределы платформы, должно

обязательно учитываться при интерпретации геофизических материалов. По всей вероятности, именно миграция прогибов обусловила резкое несовпадение структурных планов третичных — верхнемеловых и юрских пород в пределах восточной части Прикаспийско-Кубинской области (Цимельзон, 1965₁).

Дальнейшее изучение регионального глубинного геологического строения Азербайджана необходимо проводить по двум основным направлениям: 1) продолжение региональных геофизических исследований и 2) сверхглубокое бурение.

Первоочередными работами по региональным геофизическим исследованиям является: а) продолжение сейсмических исследований глубинного строения Азербайджана; б) завершение общей гравиметрической и наземной магнитной съемок горных районов Азербайджана; в) изучение всей территории Азербайджана аэромагнитной съемкой.

Отработанные к настоящему времени профили ГСЗ расположены в основном в центральной части Кура-Араксинской низменности и в Западном Азербайджане. Глубинное строение нефтегазоносных областей Восточного Азербайджана (Апшеронской, Шемахино-Кобыстанской и Прикаспийско-Кубинской) устанавливается в основном лишь по данным гравиметрической съемки. Поэтому дальнейшие региональные сейсмические исследования должны быть сосредоточены в Восточном Азербайджане. В связи со спокойным залеганием нижней границы земной коры в Азербайджане продолжение сейсмических исследований глубинного строения должно иметь своим основным назначением изучение рельефа поверхности консолидированной коры и должно в связи с этим выполняться корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Работы КМПВ целесообразно комплексовать (как и при работах ГСЗ 1962—1964 гг.) методом отраженных волн (МОВ) для изучения поверхности консолидированной коры и границ раздела внутри ее.

К числу рекомендованных районов заложения первых сверхглубоких скважин на территории СССР относится описанный выше Саатлинский (Сабирабадский) участок Прикуринской области. Сверхглубокое бурение на Саатлинском участке позволит выяснить, как это подробно аргументировано в работах (Али-Заде и др., 1963; Беляевский, Федынский, 1961), природу глубоких слоев земной коры области Талышско-Вандамского максимума, а также решить ряд вопросов глубинной нефтегазоносности.

Литература

- Абакели М. С. Проблема Кюрдамирского гравитационного хребта в Закавказье. Тр. Ин-та физики и геофизики АН ГрузССР, т. X, 1947.
- Аксенович Г. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.
- Али-Заде А. А. Газовые ресурсы Азербайджана и направление их поисков. Изв. АН АзербССР. Сер. геол. геогр., № 6, 1961.
- Али-Заде А. А. и др. К вопросу заложения сверхглубокой скважины для изучения строения земной коры в Азербайджане. Советская геология, № 2, 1963.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. М. Глубинное строение Азербайджана по геофизическим данным. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., Изд-во «Наука», 1965.
- Ахмедбейли Ф. С. Геологическая история Кусаро-Дивичинского синклинория в кайнозое. Изв. АН АзербССР. № 5, 1954.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Беляевский Н. А., Федынский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. Сов. геология, № 12, 1961.
- Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1947.
- Гаджиев Р. М. Учет влияния различий в мощности и плотности слоев земной коры на возникновение гравитационных аномалий Восточного Азербайджана. Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, № 6, 1958.

- Кириллова И. В. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичность Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кропоткин П. А. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1953.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Татевосян Л. К. Некоторые особенности глубинного строения земной коры в Азербайджане по данным гравиметрии. Изв. АН СССР, Сер. геофиз., № 5, 1958.
- Цимельзон И. О. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума. Геология нефти и газа, № 3, 1959.
- Цимельзон И. О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 4, 1965.
- Цимельзон И. О. Тектоника Прикуриной нефтегазоносной области по данным геофизических исследований. Нефтегазовая геология и геофизика, № 3, 1965.

Азербайджанский научно-исследовательский
институт по добыче нефти

Статья поступила
10 ноября 1965 г.

A. A. ALI-ZADE, I. O. TSIMELSON

THE DEEP-SEATED STRUCTURE OF AZERBAIJAN

The Apsheron periclinal trough (the eastern part of the Caucasus-Bulkhan interpericlinal trough) is located on the south-eastern termination of the meganticlinorium of the Greater Caucasus. The Kusary—Divichi superimposed syncline is bounded on the south-west by the Siazan frontal thrust and on the north-west by the Samur fracture. The Mohorovičić Discontinuity has a relatively smooth relief here and lies at a depth of 38—42 km in the south-western flank of the Kura depression and in Talysh Mugan'; it lies at a depth of 52—55 km in the axial parts of the meganticlinorium of the Lesser Caucasus and Kura depression (a peripheral part of the Talysh—Vandam gravity maximum). Thus, the previously suggested existence of an area with the sharply reduced thickness of the Earth's crust in Azerbaijan (Talysh Mugan) was not confirmed.

Azerbaijan Scientific Research
Institute for Oil Production
Baku

УДК 551.24(235.1)

И. КЕТИН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ АНАТОЛИИ (МАЛАЯ АЗИЯ)¹

В 1959 г. автор подразделил горные системы Турции на различные тектонические зоны, основываясь на истории их развития (Ketin, 1959₃). При этом были намечены границы и история тектонического развития этих структур несколько иначе, чем в более ранних работах. Когда была составлена новая геологическая карта Турции масштаба 1 : 500 000, тектонические зоны были уточнены и получили следующие названия (с севера на юг):

1. Цепи Северной и Северо-Западной Анатолии или Понтиды в широком понимании;
2. Внутренне-Анатолийские хребты или Анатолиды в узком понимании;
3. Южно- и Восточно-Анатолийские цепи или Тавр в широком понимании;
4. Юго-Восточные Анатолийские гряды или зоны краевых складок.

Рассмотрим геологотектонические особенности каждой из этих зон отдельно.

1. ПОНТИДЫ В ШИРОКОМ ПОНИМАНИИ

Зона Понтид охватывает хребты побережья Черного и Мраморного морей и берегов Эгейского моря, протягиваясь до п-ова Карабурун.

Таким образом, она включает большую часть «Анатолид», описанных П. Арни (Arni, 1939), М. М. Блюменталем (Blumenthal, 1946) и Н. Эгераном (Egeran, 1947) (таблица).

В ее пределах распространены морские фаунистически охарактеризованные породы от силура до плиоцена. Известны также массивы метаморфических пород.

Не вдаваясь в детали литологического и стратиграфического строения разрезов, назовем только наиболее характерные области распространения этих отложений:

- 1) силурийские и девонские отложения Босфора;
- 2) граптолитово-аспидные сланцы Эрегли и на побережье Черного моря;
- 3) угленосные карбонатные толщи Зонгулдака;
- 4) морские пермско-каменноугольные отложения Бали;
- 5) триасовые толщи в Коджаэли (Вифиния);
- 6) лейасовые и юрские отложения в окрестностях Байбурта и Амасии;
- 7) верхне- и нижнемеловые толщи северной Анатолийской зоны, представленные различными фациями;

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в сентябре — октябре 1965 г.

- 8) эоцен, представленный флишевыми и вулканогенными фациями;
 9) миоценовые осадки Фракии и внутренней Анатолии.

История развития этой зоны характеризуется проявлением каледонских, герцинских и раннеальпийских (киммерийских) движений. Ларамийская фаза, по-видимому, отсутствует. Пиринейская и гельветская

Тектонические зоны Анатолии

П. Арни (Arni, 1939)	М. Блюменталь (Blumenthal, 1946)	Н. Эгеран (Egeran, 1947)	Кетин (Ketin, 1961—1965)
Северные Понтиды	Понтиды	Понтиды	Понтиды
Понтиды	Анатолиды	Анатолиды	
Южные Понтиды			
Анатолиды	Срединные массивы Центральной Анатолии	Внутренняя зона Ортаилюды. Внутр. массивы	Анатолиды
Тавриды	Тавриды	Икилиды, Тавриды	Тавриды
Ираниды	Ираниды	Эге-Ираниды	
Анатолийско-Иранская зона краевых складок	Ираниды	Онилиды. Соб- ственно Эге-Ира- ниды	Зона крае- вых складок
	Сирийско-Арабский блок	Анатолийско- Иранская зона крае- вых складок	

фазы, следующие за раннеальпийской, проявились сильнее и эффективнее. Они соответствуют кульминации альпийского горообразования. Движения в миоцене и после него были довольно слабыми.

Важнейшие трансгрессии имели место в триасе, лейасе, мальме, барреме, сеномане, туроне и лютении. Они обусловили часто меняющуюся палеогеографию этой зоны. Что касается магматической деятельности, то здесь происходило внедрение интрузий в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя, связанных с орогеническими движениями. Результатом внедрения этих интрузий являются широко известные рудопроявления меди, свинца и железа Северной Анатолии.

Восточным продолжением понтид являются северный и средний пояса зоны Малого Кавказа, выделенные А. Г. Габриеляном (1964). На западе их продолжение следует искать в Карпатах, с которыми они соединяются через Балканский хребет.

2. АНАТОЛИДЫ В УЗКОМ ПОНИМАНИИ (ВНУТРЕННЕ АНАТОЛИЙСКИЕ МАССИВЫ)

В эту зону включены Средний и Западный кристаллические массивы Анатолии или альпийские метаморфические образования и верхнемеловые отложения в офиолитовых фациях. И те и другие несогласно перекрыты третичными отложениями.

Анатолиды, в узком понимании, относятся к срединным массивам или внутренней зоне, как называют ее некоторые другие авторы. В этой зоне, согласно нашим исследованиям:

а) все образования палеозоя и нижнего мезозоя вплоть до основания верхнего мела в той или иной степени метаморфизованы;

б) верхний мел, представленный частично вулканогенной и частично офиолитовой фациями, залегает согласно на метаморфической серии, и между ними не наблюдается перерыва;

в) нижний эоцен несогласно покрывает мел и более древние метаморфические комплексы;

г) отложения лютетия обычно представлены мелководными или вулканогенными фациями. В течение среднего эоцена образуются мощные флишевые отложения, подводные вулканические излияния и туфы;

д) верхний эоцен, олигоцен и миоцен представлены континентальными и лагунными фациями. В это время были образованы гипсоносные и соленосные отложения внутренней Анатолии;

е) в верхнем миоцене наблюдается интенсивный наземный вулканизм, связанный с эпейрогеническими поднятиями, особенно у южной границы зоны (вулканы Эрджияс и Хазан);

ж) мио-плиоценовые слои обычно залегают горизонтально, но в некоторых случаях слабодислоцированы;

з) между палеозоем и мезозоем не наблюдается угловых несогласий. Вообще нигде не обнаруживаются следы доальпийских движений;

и) первые мощные орогенические движения имели место в конце мела в ларамийскую фазу. За ней последовали пиринейская и гельветская фазы. Складчатость была завершена к миоцену;

к) магматическая деятельность наблюдалась в течение ларамийского орогенеза; базальтовые и кислые интрузии области средней Анатолии прорывают отложения маастрихта. Они трансгрессивно перекрыты лютетскими отложениями. Это наблюдается в Чичекдагском массиве между Вилайетами Иозгат и Киршехир (Ketin, 1955, 1959₁);

л) образцы монцонитового гранита из района Камана-Киршехира, возраст которых был определен в лаборатории университета в Нанси, во Франции доктором М. Айаном (Ayan, 1963), имеют абсолютный возраст в 54 млн. лет.

Этот абсолютный возраст кристаллических пород Средней Анатолии в 54 млн. лет в точности соответствует их геологическому положению между маастрихтом и лютетием. Другими словами, средне-анатолийские породы не принадлежат к палеозою или докембрию, как предполагали до сих пор, а являются в действительности альпийскими интрузиями эоценового возраста¹.

Указанные выше особенности строения противоречат ранее существовавшим мнениям и высказываниям по этому вопросу.

Следует отметить, что, согласно существующим в литературе мнениям, Средний и Западный Анатолийские массивы Мендерес и Кизыл-Ирмак являются «срединными массивами» или «докембрийскими ядрами» (Leuchs, 1943) между Понтидами на севере и Тавридами на юге. Они не участвовали непосредственно в альпийской складчатости, а наоборот, были пассивны. (Arni, 1939; Blumenthal, 1946; Kober, 1928, 1931; Leuchs, 1943).

Ввиду большой важности решения этого вопроса приведем некоторые факты, подтверждающие нашу точку зрения:

а) во время геологических исследований в различных частях этой зоны несогласие или базальные конгломераты, разделяющие метаморфические серии от неметаморфических, не были обнаружены. В этих районах все образования, вплоть до верхнего мела, залегают согласно;

б) внутренняя структура и господствующее простирание метаморфических массивов в большей и меньшей степени параллельны простиранию окружающих их неметаморфических мезозойских формаций;

в) первые базальные конгломераты, лежащие несогласно на метаморфических массивах, относятся к эоцену (лютетию). Более древние конгломераты не были обнаружены;

¹ Следует иметь в виду, что при определении абсолютного возраста кристаллических сланцев полученные результаты характеризуют не возраст первичных пород, а время последних процессов метаморфизма. *Примечание редакции.*

г) в 5 км западнее Камана слои мраморов, которые являются самой верхней частью метаморфической серии, согласно покрываются верхнемеловыми вулканогенными породами. Хотя эти мраморы не содержат ископаемых остатков, они, вероятно, относятся к нижнему мезозою (юра или нижний мел) (рис. 1, а);

д) диоритовые и сиенитовые интрузивы Чичекдага, близ Еркей, прорывают верхнемеловые известняки и мергели, давая явления контактного метаморфизма в толщах (Ketin, 1959);

е) песчанистые и мергелистые известняки лютеция лежат несогласно на офиолитовой фации верхнего мела. Это отчетливо видно у деревни Тефлек, к западу от Еркей.

ж) метаморфические серии массива Кастамону-Дадай содержат зеленые, серпентиновые и радиолариевые сланцы, диабазы и даже красные известняки. Все это относится к офиолитовой формации мелового возраста (в основном к верхнему мелу). Красные известняки и радиолариевые пласты переслаиваются с серицитовыми, хлоритовыми сланцами и мергелями. Они обнажены на дороге Кастамону-Рас, в 18 км от Кастамону (рис. 1, б). Подобные обнажения встречаются в различных местах вдоль этой дороги. Красные известняки и мергели этой офиолитовой серии содержат меловые фораминиферы, такие как *Globigerina acquilateris* Brady. Весьма вероятно, что слабо метаморфизованные серпентиниты и спилиты также участвуют в строении метаморфического массива;

з) в западной Анатолии, в районе Магла-Ятаган, метаморфические породы, которые начинаются гнейсами, затем представлены кварцитами и известняками с фауной пермского возраста и мезозойскими кристаллическими известняками Маглы, включают серпентиниты и радиолариты верхнего мела и образуют непрерывную толщу согласно залегающих пород. Очень трудно провести границу между Анатолидами и Тавридами в этом районе. Офиолитовая фация верхнего мела является общей для обеих зон;

и) постепенный переход от метаморфических серий к офиолитовой фации верхнего мела ясно прослеживается в окрестностях Манисы, в поперечном разрезе Ахизар-Гёрдез, в Чалдаге и в Паламутдаге близ Измира, и к югу от Тавшанли (рис. 1, в). К югу от Денизли палеозойские и мезозойские образования с верхним мелом образуют непрерывную серию, но здесь в 36 км от Денизли по дороге к Аджи-пастаму наблюдаются конгломераты в основании верхнемеловых известняков.

Этот район фактически должен относиться к тектонической зоне Таврид.

Можно привести еще много примеров. Однако, очевидно, и так ясно, что Средний и Западный анатолийские кристаллические массивы не являются срединными массивами палеозойского или докембрийского возраста, а представляют собой альпийские сооружения, образованные в течение альпийского орогенеза и поднятые выше уровня моря в ларамийскую фазу складчатости. Они стали областями размыва лишь в третичное время.

Последние геологические исследования метаморфических и кристаллических массивов Греции и Ирана указывают, что Пелагонийский и Центральный массивы Ирана не являются срединными массивами как и Анатолия, а относятся к структурам, образовавшимся во время альпийского орогенеза.

В 1964 г. И. Годфрио (I. Godfriaux, 1964), который изучал метаморфические серии окрестностей Олимпа в восточной части Пелагонийского массива, выражает свое отношение к этому так: «Переход между кристаллическими сланцами и известняками триаса незаметный и постепенный, нигде не наблюдается несогласия между этими образованиями».

М. В. Муратов (Mouratov, 1960—1964) в своих последних публикациях также обращает внимание на новые данные Б. Мостофи и Е. Фрея (Mostofi, Frei, 1959), А. Ганссера (Gansser, 1956) о центральных иранских массивах, которые не являются срединными.

3. СИСТЕМА ТАВРА В ШИРОКОМ ПОНИМАНИИ

Таврские горы образуют изогнутую зону, параллельную берегу Средиземного моря на юге, и имеют северо-восточное и широтное простиранье на востоке и юго-востоке. Они ограничены Анатолидами на севере и краевыми складками на юге; таким образом, они включают «ираниды» или эгеиды-ираниды в понимании П. Арни (Arni, 1939), М. Блюментала (Blumenthal, 1946) и др.

Мы считаем, что у нас нет основания для выделения южной части Таврид в обособленную зону. Серия чешуй и офиолитовые фации, которые принято считать характерными для иранид, развиты и во всей зоне Таврид. Рассмотрим их геологические и структурные особенности:

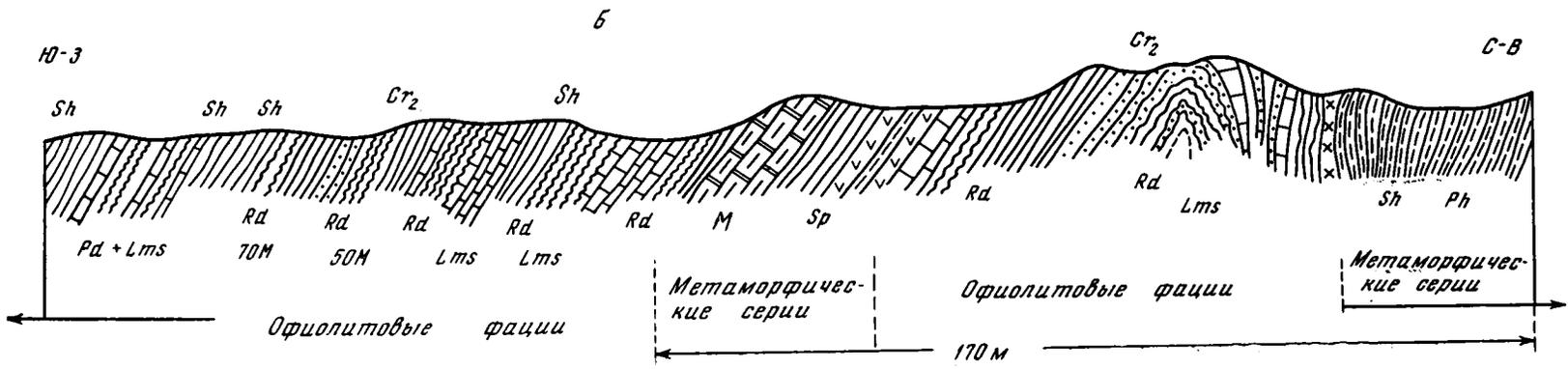
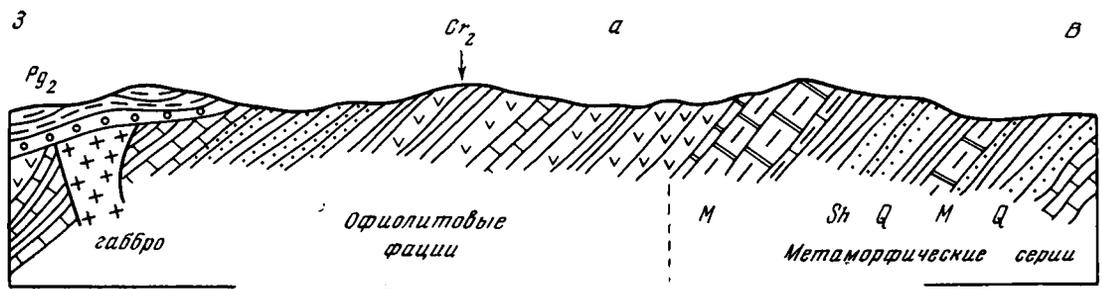
а) эта зона сложена неметаморфизованными образованиями, начиная с ордовика вплоть до верхов миоцена, которые представлены морскими фациями. Палеозойские части этих образований местами представлены метаморфическими породами: Битлисский массив на востоке, Анамурский на юге и Султандагский массив у северной границы;

б) палеозойские и мезозойские отложения образуют согласные толщи: здесь не наблюдается ни углового несогласия, ни перерывов. Непрерывные серии в западной части Таврид являются лучшим доказательством развития такого рода последовательных отложений. Аналогичные случаи наблюдались нами всюду в зоне Таврид, за исключением района горы Эгинос. Эта горная цепь стала частью системы Таврид только в течение мезозоя, а ее геологическое развитие в палеозое отличалось от собственной зоны Таврид. Хотя, вообще говоря, между палеозоем и мезозоем были небольшие поднятия;

в) первые альпийские орогенические движения в зоне Тавра начались в киммерийскую фазу и продолжались в австрийскую. У южного края гор Султандаг, по дороге от Акшехира в Караагач, наблюдалось несогласие между метаморфическими сериями и фаунистически доказанной верхней юрой. Следы австрийской фазы обнаруживаются в восточном Тавре, где около Геваша верхний мел с базальными конгломератами лежит на метаморфическом Битлисском массиве.

Более сильные и широко распространенные орогенические движения в этой зоне наблюдались во время ларамийской фазы в конце мела; еще более интенсивные — в олигоцене. В миоцене орогенические движения заменились эпейрогеническими, когда горы Тавра были подняты выше уровня моря. Воздымание всей горной системы продолжалось до современной эпохи. В результате миоценовые морские отложения между Силифком и Конией подняты сейчас на высоту 950—1000 м выше уровня моря;

г) магматическая активность в системе Тавра была очень сильной в течение мелового периода, особенно в туроне и сеноне. Примерами могут служить перидотиты-(гарцбургиты) Элазиг — Тунчели и Эргани-Гулемана, серпентиниты Аладага и Позанты. Интрузии герцинского или киммерийского возраста неизвестны. Хотя перидотито-серпентинитовые интрузии Тавра считались, по данным Г. Гейслейтнера (Hiessleitner, 1954/55) и Метца (Kaaden, Metz, 1954) как палеозойские, после детальных исследований Г. Борхерта (Borchert, 1958, 1960), Л. Дюбертре (Dübertret, 1959) и автора, они были отнесены к мелу и даже палеоцену. Гранито-диоритовые породы Элазига — Малатии и сиениты Диврика прорывают верхнемеловые слои и перекрываются эоценовыми отложениями.



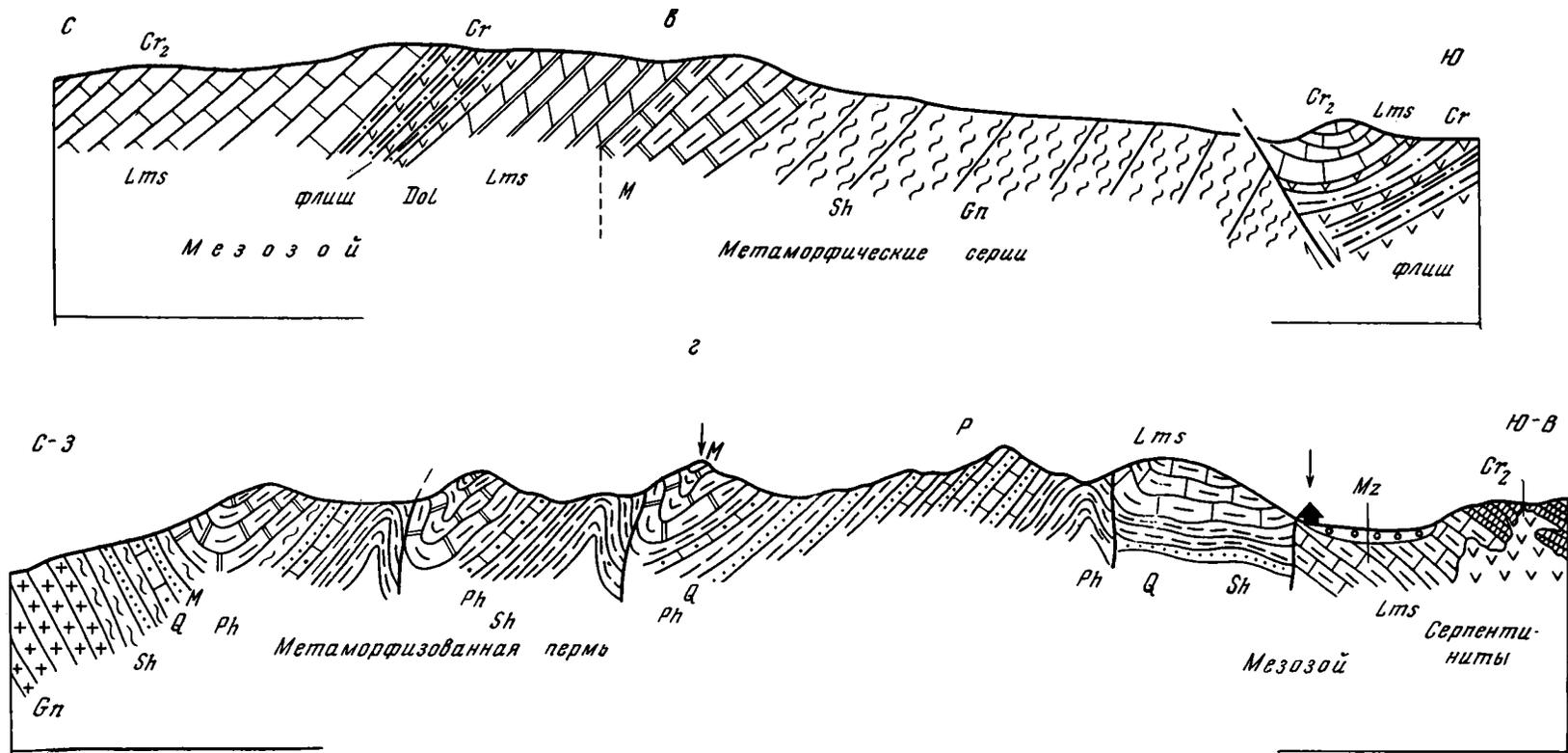


Рис. 1. Геологические разрезы:

а — Центральная Анатолия (к югу от Камана), б — Северная Анатолия (вдоль дороги Кастамону — Арас), в — Западная Анатолия (к югу от Измира), з — Юго-западная Анатолия (через южный край массива Мендерес)
m — мраморы, *sh* — кристаллические сланцы, *q* — кварциты, *rd* — радиоляриты, *lms* — известняки, *sp* — спилиты, *ph* — филлиты, *gn* — гнейсы, *dol* — доломиты

4. ЗОНА КРАЕВЫХ СКЛАДОВ

Эта зона является краевой впадиной альпийской геосинклинали Малой Азии и состоит из складок типа Юрских гор. Ее легко отличить от других зон по ряду тектонических особенностей. Зона краевых складок развилась из обособленного бассейна, в котором осадконакопление происходило без перерыва в течение всего геологического времени от инфракембрия до позднего плиоцена.

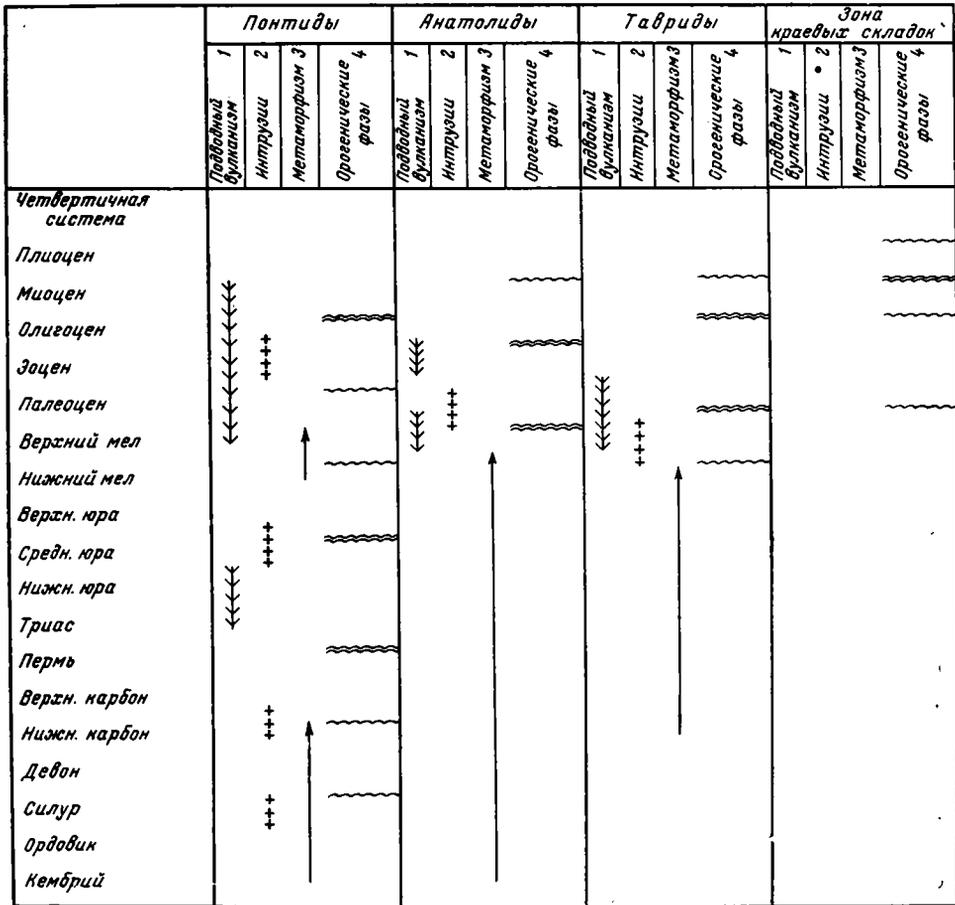


Рис. 2. Особенности развития тектонических зон Анатолии.

Отложения представлены образованиями мелкого моря, которые не подвергались метаморфизму и воздействию интрузий. Орогенические движения в общем не были сильными, однако время от времени наблюдались трансгрессии и несогласия. Особенно сильными были трансгрессии в начале кембрия, в девоне, перми, туроне, палеоцене и миоцене.

Орогенические движения в этом районе начались в ларамийскую фазу, были повторены в олигоцене, а самая сильная и эффективная складчатость с образованием надвигов наблюдалась в конце миоцена. Мио-плиоценовые слои обычно образуют крутые или опрокинутые складки. Опрокидывание антиклиналей к югу в большинстве случаев происходило в результате складчатости (как, например, в Романе и Гарзане). Стратиграфические и тектонические особенности этой системы можно проследить в поднятии Дерик близ Мардины, в антиклинали Хазрд и вдоль долины Большой Зеп на востоке. Эта область в промыш-

ленном отношении очень быстро развивается, так как она является нефтеносным районом Турции. Многочисленные буровые работы в последние годы дали новый материал по ее стратиграфии и тектонике. Геологической границей между Тавром и Краевой складчатой зоной является надвиг, начинающийся на востоке южнее Хаккари и продолжающийся до гор Аманус на западе. По этому надвику произошло смешение масс с юга на север на расстоянии около 15—20 км (Baykal, 1950; Ketin, 1956). Вдоль линий надвига наблюдаются мелкие клиппены.

Восточные и западные части этой зоны развивались по-разному. На востоке наблюдается непрерывная серия осадков, а на западе есть местные несогласия. Меридиан Мардины-Диарбекира разделяет эту зону на две части. В западной части ее широко развиты базальтовые покровы, как например в горах Каракали близ Диарбекира.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставляя все четыре описанные выше зоны можно сделать вывод (рис. 2), что: в зоне Понтид находятся самые древние, каледонские и герцинские массивы Малой Азии. В начале мезозоя они поднялись над уровнем моря, превратившись в острова, в то время как другие части Анатолии находились еще под водой. Вторая зона (Анатолиды) сформировалась в конце мела и является второй по времени своего образования складчатой зоной Анатолии. Интрузивная деятельность в ее пределах закончилась к началу третичного периода. С этого времени внутренняя Анатолия стала срединным массивом, определив простирание цепей Тавра. Главные фазы орогенеза в Тавре происходили в конце олигоцена; таким образом, она моложе внутренних массивов Анатолии.

Зона краевых складок является еще более молодой, ее развитие было завершено в течение миоцена.

Согласно этим представлениям, тектоническое развитие Анатолии происходило последовательно с севера на юг, первые сильные и эффективные орогенические движения начались в северной зоне, затем переместились в центральную Анатолию, затем в Таврию, и наконец, сместились в юго-восточную краевую зону.

Литература

- Abdalian S. La Tectonique de l'Iran. Publ. Inst. Geophysique Univ. de Tehran, 1962.
- Abdüsselamoğlu S. Geologie de la région entre Almacik dağı et Mudurnu — Göynük. Fen Fak. Mon. No. 1, Istanbul (These), 1959.
- Argand E. La Tectonique de l'Asie. C. B. Congrès Intern. XIII. sess. Belgique, 1922, Fas. I, 1924.
- Arni P. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. «Metea» Seri B/4 — Ankara, 1939.
- Ayan M. Contribution à l'étude pétrographique et géologique de la région située au Nord-Est de Kaman (Turquie). Public. de M. T. A., No. 115, Ankara, 1963.
- Baykal F. Geologie de la région de Sile — Kocaeli (Bithynie Anatolie — Monogr. de la Fac. Sc. de l'Univ. d'Istanbul, No. 3, Istanbul, 1943.
- Baykal F. Aperçu géologiques des environs des montagnes de Serafettin et de Cotela etc. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, Serie B, t. XV, Fasc. 2, 1950.
- Blumenthal M. M. Die neue Geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Eclogae Geol. Helvetiae, v. 39, No. 2, 1946.
- Bücker-Lees-Richardson. Contribution to the stratigraphy and tectonic of the Iranian ranges. In the structure of Asia ed. by I. W. Gregory, Methuen & Co. Ltd. London, 1929.
- Borchert H. Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolitischen Magmatismus in der Türkei. Veröff. des Inst. M. T. A. No. 102, Ankara, 1958.
- Borchert H. Chromitvorkommen in der Umgebung von Yesilova — Burdur. M. T. A. No. 105, Ankara, 1960.

- Brunn J. H. Les zones Helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. Bull. Soc. Geol. France, 7 série, t. II, 1960.
- Brunn J. H. Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. Rev. Géogr. et Géol. Dyn., v. IV, Fasc. 3, Paris, 1961.
- Chaput E. Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie Fen Fak. Monogr. 6, Istanbul, 1931.
- Chaput E. Voyages d'études géol. et géomorph. en Turquie. Paris, 1936.
- Dubertret L. Géologie des roches vertes du Nord — Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Notes et Mem. sur le Moy. Orient. T. VI, Paris, 1955.
- Egeran N. Tectonique de la Turquie et Relations... etc. G. Thomas, Nancy, 1947.
- Gabrielyan A. H. The tectonic structure of Anticaucasus (The Minor Caucasus) and its position in the Mediterranean orogenic belt. Report of the 22. int. Geol. Congr. New Delh, 1964.
- Gansser A. New Data on the geology of Central Iran. IV. Intern. oil Congress, 1956.
- Godfriaux I. Sur le métamorphisme dans la zone Pélagonienne orientale (région de la l'Olympe, Grèce). Bull. Soc. Geol. France (7) Paris, 1964.
- Hiessleitner G. Neue Beiträge zur Geologie Chromerzführender peridotit — Serpentine des Südanatolischen Taurus M. T. A. No. 46/47, Ankara, 1954/55.
- Kaaden v. d. G., Metz K. Beiträge zur Geologie des Baumes zwischen Datca — Muğla — Dalman Cay (SW Anatolien) Bull. Geol. Soc. Turkey, v. V, No. 1—2, Ankara, 1954.
- Ketin I. Über den geologischen Bau der Seytandaglari und ihrer näheren Umgebung im Nordosten von Tunceli (Ostanatolien). Rev. Fac. Sc. de l'Univ. d'Istanbul. Serie B. T. X, fasc. 4, Istanbul, 1945.
- Ketin I. Tektonische Untersuchungen auf den Prinzen inseln nhe istanbul. Geol. Rundschau, B. 41, Stuttgart, 1953.
- Ketin I. On the geology and the tectonic features of the Central — Anatolian Massif (Kirsehir Crystallines) Bull. Soc. Geol. Turkey, v. VI, No. 1, Ankara, 1955.
- Ketin I. Uger einige mossbare überschiebungen in Anatolien Berg- und Hütterm. Monatsch. Jahrg. 101, H. 2, 1956.
- Ketin I. Über alter und Art der Kristallinen Gesteine und Erzlagerstätten in Zentral — Anatolien. Berg- und Huttenm Monatsch. Jahrg. 104, H. 3, Wien, 1959.
- Ketin I. Über die Tektonik des Camlica — gebietes nahe istanbul, Bull. Soc. Geol. Turkey, v. VII. No. 1, Ankara, 1959.
- Ketin I. The orogenic evolution of Turkey. M. T. A. No. 53, Ankara, 1959.
- Ketin I. Notice explicative de la carte tectonique de la Turquie au 1 : 2 500 000, Bull. M. T. A. No. 54, Ankara, 1960.
- Ketin I. Über die magmatische Erscheinungen in der Türkei. Bull. Geol. Soc. Turkey, v. VII, No. 2, Ankara, 1961.
- Kober L. Der Bau Der Erde, Berlin, 1928.
- Kober L. Das Alpine Europa, Berlin, 1931.
- Leuchs K. Der Bauplan von Anatolien. N. Jahrb. f. Min. etc. jahrp. 1943, B, H. 2/3, 1943.
- Mostofi B., Frei E. The main sedimentary Basins of Iran and their oil possibilities. V. World Petr. Congress, 1959.
- Marinos G. Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. Geol. Rundschau, B. 46, pp. 421—426, Stuttgart, 1957.
- Mouratov M. V. History of the tectonic development of the alpine folded rogeion of south eastern Europe and Asia Minor. Bul. de la Soc. Géol. de France. 7 Serie, t. IV, 1962.—New data on the tectonic structure and history of development of the alpine zone of Europe. Intern. Geol. Review, v. 6, Nr. 1, Washington (1960—1964).
- Haumann E. Die Grundlinien Anatoliens und Zentralasien Geogr. Zs. 2, 1836.
- Parejas E. La tectonique transversale de la Turquie; Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. L'Univ. d'Istanbul. Seri B, Fasc. 3/4, T. V, 1940.
- Petracheck W. E. Beziehungen zwischen der anatolischen und der Sudosteuropäischen Metallprovinz. M. T. A. No. 46/47, Ankara, 1945.
- Petrascheck W. E. Über Ostmediterrane Gebirgszusammenhaenge. Festschr. Zum, 70, Geb. v. E. Kraus. Akademie Verlag Berlin, 1960.
- Pinar N., Lahn E. La position tectonique de l'Anatolie dono le systeme orogemique Mediterranéen. Geol. Int. C. R. de la XIX, Sess. Section XV, Fesc. XVII, pp. 171—180. Alger, 1954.
- Salomon-Calvi W. Kurze Uebersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. M. T. A. No. 1/18, Ankara, 1940.
- Schröder J. W. Essai sur la structure de l'Iran. Geneve, 1944.
- Seidlitz v. P. Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin, 1931.
- Stahl F. A. Persien, Handbuch der regionalin Geologie 5, 6, 1911.
- Staub R. Der Bau der Alpen, Bern, 1924.
- Tendam A., Tolun N. Structure e geologia della Tuchia. Boll. Soc. Geol. Italiana, v. LXXX, Fasc. III, 1961.
- Terner Z. Geological study Southeastern region of Lake Van. Bull. Geol. Sc. of Turkey, v. IV, No. 2, Ankara, 1953.

Токау М. Contribution á l'étude géologique de la région comprise entre Eregli — Alap-
li etc. M. T. A. No. 42/43, Ankara, 1952.

Wijkerslooth P. de Die chromerzprovinzen der Turkei und des Balkans und ihr
Verhalten zur Grosstektonik dieser Länder. M. T. A. 1/26, Ankara, 1962.

Горный факультет
Стамбульского университета
Турция

Статья поступила
10 ноября 1965 г.

I. KETIN

TECTONIC STRUCTURES OF ANATOLIA (ASIA MINOR)

Four tectonic zones are distinguished within Anatolia: Pontides, Anatolides, Tav-
rides and a zone of marginal folds. The paper gives the characteristic of the structure
and history of development of these zones.

The revision of the age of metamorphic strata of the Anatolides enables to regard
the history of the development of the median masses.

The first orogenic movements were seen in the very northern zone (Pontides), then
they shifted into central Anatolia and later into Taurus, being ended in Miocene in the
zone of marginal folds.

Mining faculty of the Istanbul University
Turkey

УДК 551.24(574.1)

В. Г. КАЗЬМИН

МЕСТО ОФИОЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОЙ СИСТЕМЫ

Термином «офиолитовая формация» мы обозначаем характерное сообщество изверженных (интрузивных и эффузивных) и осадочных пород, очень широко распространенное в геосинклинальных областях. Главные разновидности пород, образующие формацию, — ультраосновные интрузии (преимущественно серпентинизированные перидотиты), эффузивы и интрузивы основного состава (главным образом спилиты и габбро) и кремнистые породы (в основном кремнистые сланцы и радиоляриты). Тесная пространственная связь этих пород давно уже привлекла внимание геологов, породив представления об их парагенетической связи. Впервые это отметил Г. Штейнман (Steinmann, 1905, 1926), установивший понятие «офиолитовой серии» или «тройственного единства» (серпентиниты, спилиты, радиоляриты). Сравнивая данные по Альпийской области Европы, Британским каледонидам, геосинклиналям Северной Америки, Г. Штейнман пришел к выводу, что выделенная им ассоциация пород характеризуется поразительным постоянством состава в геосинклиналях различного возраста, расположенных на разных континентах. Со временем работ Г. Штейнмана в европейскую геологическую литературу вошел термин «Steinmann thrinity», употребляемый в настоящее время в основном в странах с английским языком.

Во французской геологической литературе обычно употребляется термин «Roches vertes» (зеленоцветные породы), получивший особенно широкое распространение после работ Л. Дюбертре (Dubertret, 1939, 1953). Термин «Roches vertes» (или английское «Green rocks») обязан своим происхождением зеленому цвету таких пород, как серпентиниты, некоторые разности спилитов и т. д. Французский термин использован в легенде к международной геологической карте мира. В то же время большинство иностранных геологов предпочитает употреблять менее широкие термины. Описывая упомянутую выше ассоциацию, они говорят о спилито-кератофировых диабазо-спилитовых, кремнисто-вулканогенных формациях, вмещающих интрузии «офиолитов», т. е. габброидов и ультраосновных пород.

Аналогичное положение существует и в отечественной терминологии.

У тектонистов принято определение понятия формация, данное Н. С. Шатским: «Формации — это естественные комплексы горных пород, отдельные члены которых тесно, парагенетически связаны друг с другом, это, таким образом, естественные сообщества пород». И далее — «существование формаций, вообще, и различных их видов, в частности, устанавливается эмпирически на основании постоянной повторяемости в самые различные геологические периоды одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, связанных с одними и теми же или близкими тектоническими условиями нахождения...» (Шатский, 1954).

Среди вулканогенных и кремнистых образований, характерных для эвгеосинклинальных областей, Н. С. Шатский выделяет: вулканогенную (зеленокаменную), яшмовую, кремнисто-сланцевую формации. Эти формации связаны переходами как в латеральном, так и в вертикальном направлении. В совокупности эти «три рода формаций — вулканогенные, в узком смысле этого слова, яшмовые и кремнисто-сланцевые — вместе образуют единую группу формаций». Н. С. Шатский назвал эту группу «зеленокаменно-кремнистой». Н. П. Херасков (1964) для обозначения той же ассоциации пород употребляет термин «зеленокаменная формация или серия».

Зеленокаменно-кремнистая или зеленокаменная группа формаций не включает, как мы видим, интрузивных образований. Петрологи, исходя из совершенно иного определения формации («Формация — естественная ассоциация горных пород, связанных с кристаллизацией определенной во времени и пространстве магмы» — Соболев, 1962), выделяют обычно гипербазитовую, габбро-перидотитовую и другие формации.

Между тем подавляющее большинство геологов давно убедилось в теснейшей пространственной связи этих интрузивных формаций, в отличие от некоторых других, с определенными вулканогенными и осадочно-вулканогенными формациями, в их совместной приуроченности к определенным тектоническим элементам. Именно для такого «парагенеза формаций» многими советскими исследователями употребляется термин широкого значения — «офиолитовая формация» (Лодочников, 1936; Заварицкий, 1955; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955, 1958; Святловский, 1960; Михайлов, 1962 и многие другие). С той же целью В. Л. Егоян и В. Е. Хаин (1953) предложили термин «змеевиковая формация», однако, следуя правилу приоритета, от его употребления лучше воздержаться.

Таким образом, термин «офиолитовая формация» имеет довольно широкое значение и охватывает группу формаций, выделяемых по различному признаку. Обособление офиолитовой формации, хотя и встречает возражения отдельных петрологов (Кузнецов, 1962; Лебедев, 1955), необходимо с точки зрения тектониста. Наряду с такими формациями, как «флиш» и «моласса», офиолитовая формация — исключительно характерна для некоторых зон геосинклинальных областей, возникая на определенных этапах их развития.

В Альпийско-Гималайской геосинклинальной системе офиолитовые формации распространены исключительно широко (рис. 1). Определение их возраста чрезвычайно важно для правильного понимания закономерностей тектонического развития системы. До сих пор, однако, в представлениях о возрасте офиолитовых формаций господствует много неясных, а порой и ошибочных представлений. Объясняется это тем, что определение возраста вулканогенно-кремнистых толщ, зачастую лишенных органических остатков, крайне затруднительно, а соотношения с подстигающими и покрывающими отложениями обычно затушеваны сложными дислокациями. Кроме того, офиолитовые формации локализируются в отдельных четко выраженных тектонических зонах и соотношения их с синхронными осадочными сериями в соседних зонах часто бывают недостаточно ясными. Существует и еще целый ряд геологических явлений, осложняющих определение возраста офиолитовых формаций.

Во многих обзорных работах развивается представление о верхнемеловом (сенонском) или верхнемеловом — палеогеновом возрасте большей части офиолитовых формаций Альпийско-Гималайской системы (Егоян и Хаин, 1953; Gansser, 1960). Из этого следует, что заложение большей части вулканогенных прогибов в системе произошло в верхнем мелу. На палеотектонических схемах М. В. Муратова (1962) триас-юрские вулканогенные прогибы показаны в Альпах и на Бал-

канском полуострове, в Анатолии же и в более восточных районах такие прогибы не изображены. Следует ли из этого делать вывод о принципиально различной истории Балканского и Мало-Азиатского отрезков Альпийской системы? Следует ли считать, что на значительных участках Альпийско-Гималайской системы эвгеосинклинальное развитие началось в конце мезозоя, и лишь в отдельных прогибах оно происходило в триасе и юре? В этих вопросах нет полной ясности.

Другим распространенным представлением является идея о тесной связи офиолитовой формации с флишем. В особенности часто описывается внедрение во флиш интрузий гипербазитов. Эти взгляды наталкиваются на противоречащие им данные о значительно более молодом возрасте флиша.

Ниже попытаемся рассмотреть современные данные о возрасте офиолитовых формаций и их соотношений с флишем в области, охватывающей юго-восток Европы, Малую Азию, Юго-Западный Иран и Оман.

В Альпах в Пеннинской зоне к офиолитовой формации относят «блестящие сланцы» — «Schistes lustres», вмещающие интрузии и покровы пород ультраосновного и основного состава (перидотиты, габбро, спилиты и продукты их метаморфизма). «Блестящие сланцы» представляют собой тонкое переслаивание глинистых, алевролитистых, редко песчаных известняков, претерпевших региональный метаморфизм. Последний отвечает серицито-хлоритовой, местами амфиболитовой фации. Обычно считают, что возраст блестящих сланцев охватывает интервал от триаса до низов мела. Возраст толщ, вмещающих офиолиты, в основном юрский (нижняя — средняя юра), о чем свидетельствуют редкие находки устриц (Trümpy, 1960). Возраст интрузий офиолитов обычно определяется как раннемеловой.

К северу от Бриансонской зоны располагается Валисская эвгеосинклинальная зона, в которой интрузии и излияния офиолитов связаны с нижней частью разреза толщи сланцев, кварцитов, известняков, получивших название формации «Bündnerschiefer». Большинство авторов относит формацию «Bündnerschiefer» к нижнему мелу, а магматические породы — к началу нижнего мела. Существует однако мнение (Набхольц, Штауб), что здесь развита так называемая «сложная серия», включающая всю юру и мел. В любом случае возраст офиолитовой формации здесь не моложе раннего мела.

Как подчеркивает Р. Трюмпи (1960), нигде в Альпах офиолиты не связаны с флишем, который всегда является более молодым и не содержит вулканогенных пород.

Из Пьемонта офиолитовая формация прослеживается в Лигурию, где большинством авторов (Штауб, Кобер, Колле, Бейли, Миглиорини) их положение рассматривается как аллохтонное. Возраст офиолитов установлен Г. Штейнманом (Steinmann, 1926), по находкам кальционелл и определен как юрский. В недавно опубликованной работе (Labesse, 1963) указывается, что в Северных Аппенинах офиолитовая формация покрывается флишем с *Helmintoides*. Сама формация, судя по находкам микрофауны в известняках, имеет валанжинский возраст.

Полезно вспомнить, что в начале века Лигурийские офиолиты всеми считались палеогеновыми и признавалась их связь с флишем. Г. Штейнман (Steinmann, 1926) показал, что связи эти имеют чисто тектонический характер.

В Динаридах (включая их южное продолжение — Эллиниды) офиолитовая формация развита во внутренней эвгеосинклинальной части системы. Здесь выделяются две зоны (вулканогенные прогибы), вмещающие огромные массы офиолитов. Первая зона называется Вардарской. Она располагается между Родопским кристаллическим массивом и Пелагонийским поднятием, протягиваясь от Салоникского залива

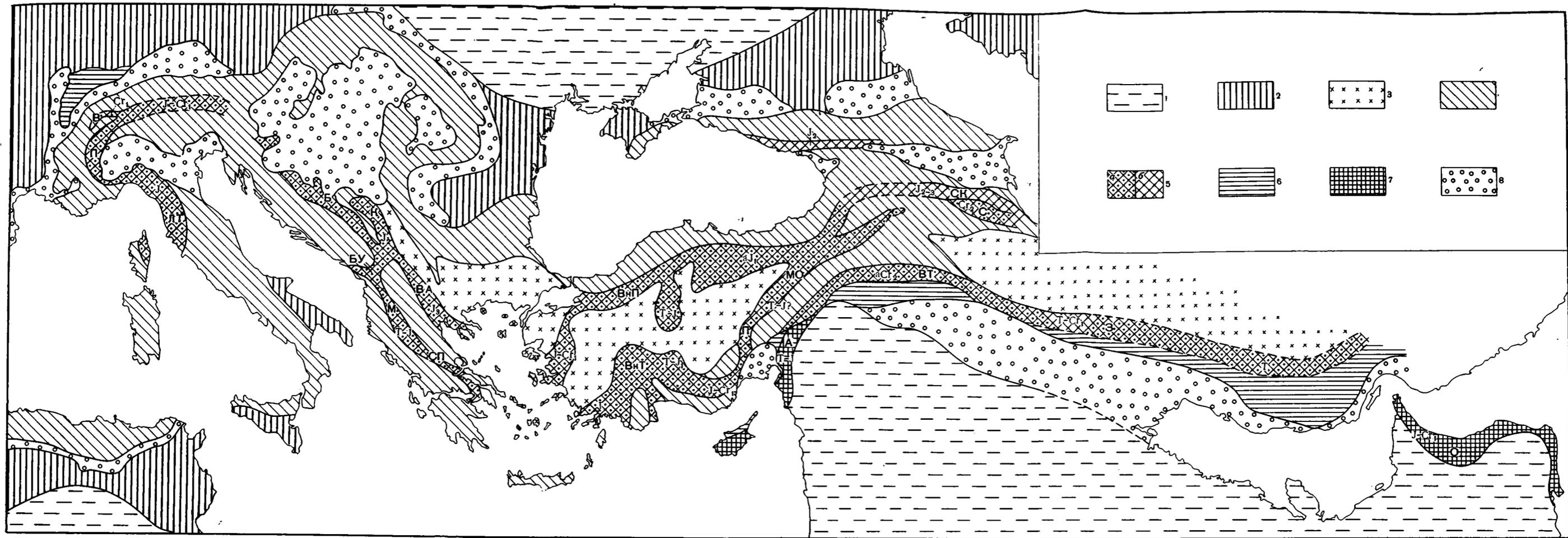


Схема распространения офиолитовых формаций в Альпийской геосинклинальной системе Юго-Восточной Европы и Малой Азии

1 — докембрийские платформы; 2 — эпигерцинские платформы; 3 — срединные массивы в Альпийской геосинклинальной системе; 4 — ветви Альпийской геосинклинальной системы; 5 — офиолитовые зоны: а — полного, б — неполного развития (без гипербазитов). Краевые зоны платформ, переработанные движениями альпийского цикла; 6 — без проявления офиолитовой формации; 7 — с широким развитием офиолитовой формации; 8 — молассовые впадины. Названия зон: В — Валлисская; П — Пениннская; ЛТ — Лигурийско-Тосканская; Б — Боснийская; К — Капаоника; М — Мирдита; ВА — Вардарская; СП — Субпелагонийская; Вн. П — Внутреннего Понта; С — Севанская; СК — Сомхето-Карабахская; Вн. Т — Внутренняя Таврская; П — Позанти; МО — Монзурдагская; А — Александреттская; ВТ — Восточного Тавра; З — Загроса; О — Омана. Индексы указывают возраст офиолитовой формации

на юго-востоке до города Скопле на северо-западе, далее зона расщепляется. Восточная ее ветвь, носящая название зоны Капаоника, уходит к Белграду, западная ветвь (Боснийская геосинклиналь Штауба, Внутренняя офиолитовая зона Ж. Обуэна) протягивается в северо-западном направлении в пределы Боснии. Именно здесь сосредоточены крупнейшие интрузии серпентинитов (Златиборский массив и другие).

Вторая зона располагается на границе Внутренних и Внешних Динарид. В Греции она носит название Субпелагонийской, в Албании — зоны Мирдита.

В Вардарской (или Восточно-Греческой) зоне офиолитовая формация представлена кремнистыми породами и сланцами красного и зеленого цвета, диабазами, диабазовыми порфиритами, вмещающими интрузии серпентинизированных перидотитов, оливинового и безоливинового габбро. Возраст этой ассоциации, по Е. Ренцу (Renz, 1955), Обуэну (Aubouin, 1961) и Мерсье (Mercier, 1961), — верхнеюрский. В северо-западной части зоны, в Югославии, по данным Б. Чирича (Ciric, 1961 и устное сообщение 1963), офиолитовая формация приурочена к верхам лейаса — низам неокома. Возраст формации подтвержден находками фауны в вулканогенно-осадочных толщах.

В Субпелагонийской зоне Ж. Брюнн (Brunn, 1954, 1957) и Ж. Обуэн (Aubouin, 1959, 1961) приписывают кремнистым толщам верхнетриасовый — юрский возраст. «Излияния» офиолитов (спилитов и ультраосновных пород, которые эти авторы также считают эффузивами) произошли в верхней юре (в киммеридже). Для северных частей зоны (Мирдита) обычно приводится более древний возраст. Эффузивы и кремнистые породы рассматриваются как триасовые, а ультраосновные породы как юрские (Белостоцкий, 1963, 1964). Д. Маддалена и С. Зубер отнесли офиолитовую формацию к среднему триасу.

Таким образом, в пределах Динарид определения возраста офиолитов варьируют от среднего триаса до верхней юры, что, вероятно, отражает реальные изменения возраста этих образований в различных частях региона. Следует отметить, что Ф. Космат (Kossmat, 1924) считал все офиолиты в пределах Динарид юрскими, а Л. Кобер (Kober, 1952) относил их к триасу и юре.

Некоторые авторы делали и делают предположения о сравнительной молодости интрузий гипербазитов в Динаридах. Примером является работа З. Бешича (Besic, 1954), в которой отмечается тесная связь серпентинитов с верхнемеловым флишем, и сами серпентиниты рассматриваются как верхнемеловые. К настоящему времени, однако, почти повсюду в Динаридах установлено трансгрессивное залегание мела (начиная с баррема) на породах офиолитовой формации. Серпентиниты же, связанные с флишем, являются, как выясняется в ходе детальных работ, либо экзотическими глыбами, либо протрузиями, либо тектоническими блоками (особенно часто чешуями верхнемеловых надвигов) (Milošević, Karamata, 1964; Белостоцкий — устное сообщ., Чирич — устное сообщ.).

Как известно, непосредственным продолжением структур Балканского полуострова являются структуры Малой Азии. Н. Пинар и Э. Лан (Pinar, Lahn, 1955) в пределах Малой Азии выделяют три зоны (или пояса), характеризующиеся развитием пород офиолитовой формации: вдоль внутреннего края складчатой системы Понта, вдоль внутреннего и внешнего краев системы Тавра. Первая зона (назовем ее зоной Внутреннего Понта), по Ж. Брюнну (Brunn, 1961), является продолжением Вардарской зоны. Она протягивается от Измира и о-ва Лесбос сначала на северо-восток, затем следует в широтном направлении до Анкары, где образует почти меридиональное ответвление, вдающееся между Мендересским и Киршехирским срединными массивами. Далее, в восточном направлении офиолитовая зона уходит к Эрзеруму.

Вторая зона (Внутренняя Таврская), являющаяся продолжением Субпелагонийской, начинается на п-ове Бодрум и следует далее вдоль западного Тавра до района оз. Бейсехир и городов Караман — Конья. Затем через зону Позанти офиолитовая зона прослеживается в район хребтов Дивриги и Монзур-Даг, входящих в систему Внутреннего Тавра.

Третья зона прослеживается от хребта Восточный Тавр на восток, в горы Загроса. В качестве западного продолжения этой офиолитовой зоны Н. Пинар и Э. Лан (Pinar, Lahn, 1955) рассматривают офиолиты Амануса, Бассита и Кипра.

Как стремился показать автор данной работы (Казьмин, Кулаков, 1965), последние образовались не в геосинклинальной области, а в краевой зоне платформы (выделенной под названием Александретская зона), переработанной в ходе альпийского тектогенеза. Разнородность тектонической истории Александретской зоны и Восточного Тавра не мешает, однако, принять в первом приближении схему Н. Пинара и Э. Лана (Pinar, Lahn, 1955).

Большинство исследователей (Arni, 1942; Erentoöz, 1956 и др.) отмечают трудности в определении возраста офиолитовой формации. Почти все сходятся на том, что офиолиты имеют мезозойский возраст и связаны с альпийским этапом тектонического развития. Исключение составляют взгляды Г. Гейслейтнера (Hissleitner, 1952, 1955), который, отрицая существование «тройственного единства», все ультраосновные породы Малой Азии (так же, как и Балкан) считал нижнепалеозойскими. Взгляды этого исследователя подверглись справедливой критике (Nebert, 1959₂). Было убедительно доказано, что в горах Понта и Тавра офиолиты мезозойские, а палеозойские или более древние офиолиты связаны с древними срединными массивами, и их распространение ограничено преимущественно северо-западной Турцией. Впервые эта точка зрения была четко сформулирована П. Вижкершлоссом (Wijker-slooth, 1942), а в последнее время нашла свое выражение на тектонической схеме Турции И. Кетина (Ketin, 1960).

Мы не находим в литературе точных сведений о возрасте офиолитовой формации в Западно-Понтийских горах. В районе Измира, по данным П. Арни (Arni, 1942), он юрско-меловой, а восточнее, в районе городов Сома и Кутахья — пермский или триасовый. В то же время в районе Кутахьи А. Калафатиоглу (Kalafatcioglu, 1962) описывает офиолиты, «раздробленные и перемешанные с маастрихтским флишем».

Классический пример «тройственной ассоциации» описан Е. Бейли и В. Мак Келлином (Balley, Mc. Callien, 1952) для района Анкары. Здесь ими выделены серпентиниты, спилиты и радиоляриты, образующие близкую в возрастном отношении ассоциацию. Возраст установлен на основании изучения радиолярий А. Дэвисом. Он не может быть определен точнее чем триас-юра (по А. Дэвису скорее триас). В том же районе, к югу от хр. Эльма-Даг, те же авторы отмечают развитие более молодых средне-верхнеюрских радиоляриевых известняков, напоминающих «фацию Олонос» Греции и юго-западной Турции.

В восточном Понте, в районе города Амасья, М. Блюменталь (Blumenthal, 1945) отмечает залегание лейасовых сланцев на «зеленоцветных породах». Последние он относит к началу мезозоя.

Еще восточнее, в бассейне реки Келькит, К. Неберт (Nebert, 1961) относит офиолитовую формацию к перми и триасу (интрузии гипербазитов — триасовые). Формация покрывается ниже-среднеюрским флишем.

Следует отметить, что как в западном Понте, так и в Восточном очень широко распространены эффузивы и туфы андезитового и андезито-базальтового состава, принадлежащие к сенону. Они известны в Прибосфорском районе (Фюрон, 1955), в районе Зонгулдак — Эргели (по данным П. Арни), в районе Байбурта — в Восточно-Понтийском

хребте (Erentoëz, 1956), в бассейне р. Келькит (Nebert, 1961). Эти вулканы имеют сравнительно небольшую мощность и тесно связаны с верхнемеловым флишем. Иногда с ними связаны маломощные почки красных плитчатых радиоларитов (Фюрон, 1955). Такие образования не следует смешивать с офиолитовой формацией.

Наблюдать сочленение офиолитовых зон Северной Анатолии и Малого Кавказа не удается, так как оно скрыто под молодыми излияниями Ахалкалакского нагорья и смежных районов Турции. В. М. Муратов (1960) считает, что продолжением вулканогенной зоны Восточного Понта является Аджаро-Триалетская зона Малого Кавказа. В последней, согласно Г. С. Дзоценидзе (1964) и П. Д. Гамкрелидзе (1964), развиты мощные толщи альб-сеноманских спилитов и порфиритов (спилито-порфиритовая формация). Аналогичные образования развиты по окраине прогиба южного склона Большого Кавказа, где порфириты достигают колоссальной мощности (до 3000 м) и имеют байосский возраст. В обеих зонах полностью отсутствуют «альпинотипные» перидотиты и, таким образом, развитие офиолитовой формации является неполным. На большей части территории Большого Кавказа раннемезозойский вулканизм проявлен слабо. Здесь среди сланцевых толщ юры наблюдаются лишь отдельные центры извержений, сопровождающиеся силлами диабазов (Дзоценидзе, 1964). Аналогичное положение существует в Крыму и в Карпатах, где, согласно М. В. Муратову (1962), известны лишь локальные проявления юрского вулканизма (спилиты, диабазы).

Можно отметить, что в северных ветвях Альпийской геосинклинальной системы (Карпаты, Крым, большая часть Большого Кавказа), нижнемезозойские офиолитовые формации отсутствуют.

Полное развитие на Кавказе офиолитовая формация получила лишь в Севанской зоне, где она имеет меловой, в основном поздне-меловой возраст.

В Севанской зоне обычно выделяли несколько генераций офиолитовых интрузий (гипербазитов). По А. Т. Асланяну (1958) в Шахдаге развиты турон-коньякские, верхнесенонские и эоценовые гипербазиты. К. Н. Паффенгольц (1934) отмечает прорывание гипербазитами верхнеэоценовых отложений.

Однако в последнее время (Книппер и Костянин, 1964) убедительно показано, что гипербазиты северо-восточного побережья оз. Севан являются более древними, возможно доверхнемеловыми. Рвушие тела в сенонских и палеогеновых отложениях оказались протрузиями — внедрениями уже давно затвердевших пластичных пород в условиях тектонического сжатия.

Как отмечает Г. С. Дзоценидзе (1964), в конце мела вулканическая деятельность на Кавказе прекращается и в течение кампанского и маастрихтского веков, а также в палеоцене происходит накопление флиша и карбонатных пород без вулканогенного материала. Вулканическая деятельность возобновилась в Севанской зоне в эоцене, когда начались излияния лав андезито-базальтового состава.

Во Внутренней зоне Тавра на крайнем западе, на полуострове Бодрум, по данным Э. Шапу, развита толща кремнистых известняков и радиоларитов верхнеюрского возраста, сопоставляемая А. Филлиппсоном (Philippson, 1918) с формацией Олонос на полуострове Пелопонес. С кремнисто-сланцевой толщей связаны интрузии серпентинитов. Интересно, что А. Филлиппсон, считая серпентиниты Тавра и Кипра постэоценовыми, отмечал, что в Карии и Ликии (юго-западная Турция) их возраст значительно более древний. Это следует из трансгрессивного залегания известняков мела на серпентинитах (Philippson, 1918). Те же факты 40 лет спустя подтвердил Ван дер Кааден (Kaaden, 1959), согласно которому в провинции Муглу офиолитовая формация принадлежит к

верхам палеозоя или низам мезозоя. Восточнее, в пределах Тавра, кремнистые породы не имеют широкого распространения, зато очень развиты вулканогенные образования — спилиты и интрузии гипербазитов. Возраст офиолитовой формации в районе оз. Бейшехир и города Сейдшехир, по П. Арни (Arni, 1942), триасовый — нижнеюрский. Для расположенного восточнее района городов Конья и Караман М. Блюменталь (Blumenthal, 1948) приводит данные о юрском — нижнемеловом возрасте кремнистых толщ, возраст изверженных пород он не обсуждает. С. Тромп (Tromp, 1948) для этих же районов отмечает трансгрессивное залегание нижнего мела на зеленоцветных породах, которые он отнесил к верхней юре. Восточнее описываемая зона прослеживается южнее гор Болкар-Даг и в районе Позанти. Возраст офиолитов здесь, по-видимому, такой же, как и в районе Караман — Конья. Попытки некоторых геологов доказать для зоны Позанти палеозойский возраст офиолитовой формации (Hiessleitner, 1955; Metz, 1956) встретили обоснованную критику (Borchert, 1959).

Далее, офиолитовая зона прослеживается в горы Дивриги и хребет Монзур-Даг. Большинство исследователей отмечает здесь залегание верхнего мела (флиша) на породах офиолитовой формации (Wijkerslooth, 1942; Erentoöz, 1956; Ketin, 1960). Возраст офиолитов эти авторы считают юрским или юрским — нижнемеловым. Однако в работе К. Неберга (Nebert, 1959₁) весьма убедительно показано, что офиолитовая формация имеет, по крайней мере в Монзур-Даге, средне-верхнетриасовый возраст.

Для всей рассматриваемой зоны в целом несомнен доверхнемеловой, а наиболее вероятен домеловой, триасово-юрский возраст офиолитов.

Внешняя офиолитовая зона Тавра включает офиолиты восточного Тавра и Загроса, а также, с долей условности, офиолиты выделенной нами Александретской зоны.

На Кипре, по данным работ последних лет (Bishopp, 1954; Schmidt, 1960; Wagnel, 1964), наиболее молодая часть офиолитовой формации (вулканогенно-кремнистая толща) имеет возраст верхний триас — юра. Это подтверждено находками фауны и микрофауны. Более древней является толща подушечных лав и интрузии офиолитов. Скорее всего эти образования следует относить к среднему или нижнему-среднему триасу.

Аналогичные находки фауны сделаны нами в северо-западной Сирии, где также установлен триасово-юрский возраст офиолитовой формации (Казьмин, Кулаков, 1965). Напомним, что ранее и на Кипре (Henson, 1949), и в северо-западной Сирии (Dubertret, 1939, 1953) офиолиты считались сенонскими, маастрихтскими. Выводы эти основывались на том, что в ряде пунктов наблюдалось залегание пород офиолитовой формации на верхнемеловых отложениях. По нашему мнению, эти соотношения связаны с тектоническими покровами.

Для Восточного Тавра в литературе также часто делаются утверждения о сенонском и даже эоценовом возрасте офиолитов и о их связи с флишем (Petraschek, 1958; Kovenko, 1949). Связи эти, однако, очень сомнительны, так как во многих местах здесь установлено несомненное трансгрессивное залегание верхнемелового флиша на породах офиолитовой формации, а обломочный материал, возникший за счет их разрушения, в изобилии содержится во флише. Залегание верхнего мела на офиолитах отмечено для района Гюльмана Ж. Розье (Rosier, 1942) и другими авторами.

Ван дер Кааден (Kaaden, 1963) указывает, что в районах Гюлемана, Эргани и Маден офиолитовые интрузии (гипербазиты, габбро) имеют доверхнемеловой возраст, так как верхний мел (начиная с турона) залегает на них несогласно. В то же время в верхнемеловых, домаастрихт-

ских отложениях здесь широко развиты эффузивы и туфы, а также кремнистые породы. Эти отложения перекрыты маастрихтским — палеогеновым флишем. А. Хельке (Helke, 1962) считает гипербазиты Гюлема-на домезозойскими, варисскими, а Ван дер Кааден допускает их мезозойский возраст. В районе Малатьи В. Щепинский (Stchepinsky, 1944) отмечает трансгрессивное залегание кампана на зеленоцветных породах, хотя ранее (Stchepinsky, 1943) для расположенного рядом района Газантепа, он те же зеленоцветные породы рассматривал как связанные с маастрихтским флишем. В работе Ван дер Каадена (Kaaden, 1963) отмечено, что севернее Малатьи, близ Хекимхана офиолиты перекрыты верхнемеловыми известняками с рудистами.

В районе Элязига И. Кетин (Ketin, 1959) наблюдал залегание верхнего мела на офиолитах, которые он условно относил к нижнему мелу. П. Темпл и Л. Перри (Templ, Perry, 1962) считают офиолиты Восточного Тавра мезозойскими, домеловыми.

Наконец, по данным самых последних исследований (de Righi, Cortesini, 1964) офиолитовая формация Восточного Тавра принадлежит к юре, частично, к мелу (до турона). В прослойках известняков среди лав основного состава (вулканогенно-осадочная толща) эти авторы обнаружили микрофауну доггера-низов мальма. Связь с флишем все современные исследователи объясняют тем, что офиолиты образуют в толще флиша тектонические покровы, продвинувшиеся во флишевый прогиб в период его формирования.

В то же время установлено, что в верхней части сенона (в верхах маастрихта) и в палеогене в восточной части Восточного Тавра развита толща радиоляритов, туфов, базальтов, известная под названием комплекс Хаккари (Фюрон, 1955; Türkünal, 1951). Эти породы действительно тесно связаны с флишем и, очевидно, в какой-то мере неправильно отождествляются с некоторыми кремнистыми и вулканогенными образованиями нижнемезозойской офиолитовой формации.

Из Восточного Тавра описываемая зона протягивается в Иран, в горы Загрос. В Загросе офиолитовая формация пользуется широким распределением, однако о ее возрасте известно очень мало. Обычно считают (Dunnington, 1958; Law, 1957), что формирование кремнистых пород, толщ глинистых сланцев, вулканическая деятельность и внедрение интрузий (серпентиниты, габбро) происходили в течение очень длительного времени (триас — нижний мел). Флишевые отложения верхнего мела моложе офиолитовой формации, их образованию предшествовал период поднятия и складчатости.

В. Грей (Gray, 1950), описывая радиолярито-офиолитовую зону Загроса, указывает, что здесь повсеместно наблюдается трансгрессивное залегание маастрихта на офиолитах. В юго-восточной части Загроса им по находкам органических остатков установлен триасовый возраст радиолярито-офиолитовой серии, залегающей здесь в виде крупного тектонического покрова на меловых отложениях. Разумеется, распространять эти выводы на весь Загрос пока нет оснований.

К офиолитовой зоне Загроса примыкают и офиолиты Омана, правда, положение их по отношению к Загросу несколько обособленно.

Согласно представлениям Хенсона (см. дискуссию к статье Gudson, 1954₁), офиолитовая зона Омана не соединяется непосредственно с офиолитовой зоной Загроса, в чем убеждает геологическое строение северного побережья Ормузского пролива. Хенсон высказал мысль, что так же как и в Северо-Восточном Средиземноморье, офиолитовая формация Омана залегает на окраине платформы. Эта точка зрения представляется нам верной.

Офиолиты Омана Г. Лиз (Lees, 1928) описал под названием формаций «Хавашина» и «Семайл». Формация Хавашина сложена сланцами, песчаниками, радиоляритами мощностью 1500 м. Возраст этих отложе-

ний, по Г. Лизу, — юра — нижний мел (?). С формацией Хавашина связана формация Семайл, сложенная излившимися породами: базальтами, щелочными лавами с эгирином и интрузиями (серпентинитами, габбродиоритами). В поздних работах Г. Лиз (Lees, 1950) неоднократно подчеркивал, что образование офиолитов в Омане предшествовало «домастрихтской сладчатости». Определения радиолярий из формации Хавашина, выполненные А. Дэвисом (Davis, 1950), также дали возраст юра — нижний мел.

В дальнейшем взгляды Г. Лиза на возраст офиолитов некоторые исследователи подтверждали, а некоторые категорически оспаривали. К числу первых принадлежат Р. Гудсон с соавторами (Gudson a. oth., 1954, 2), которые описали в западном Омане залегание баррема и апта на породах офиолитовой формации. Последние, следовательно, не могут быть моложе самых низов нижнего мела, скорее они юрские.

В то же время Д. М. Мортон (1961) в сводке по геологии Омана относит всю офиолитовую формацию (в нее он включает и метаморфические породы) к маастрихту. Вызывает сомнение трактовка Д. М. Мортон некоторых стратиграфических разрезов. У него можно встретить описания такой нормальной, с его точки зрения, последовательности пород (снизу): верхнемеловые мергели, радиоляриты, метаморфические сланцы (?), габбро (?), перидотиты (?). Возникает вопрос, насколько обоснованно отнесены перидотиты, габбро и метаморфические породы в таком «разрезе» к маастрихтскому ярусу. В то же время Д. М. Мортон отмечает «латеральные переходы радиоляритов в верхнемеловые мергели». Последнее, безусловно, свидетельствует о существовании молодой кремнистой толщи в Омане, однако ее отождествление с формацией Хавашина представляется неверным.

Подводя итоги краткому обзору возраста офиолитовой формации в пределах альпийской области Юго-Восточной Европы, Малой Азии и Юго-Западного Ирана, можно отметить следующее:

1. Почти повсюду в этом регионе отложения верхнего, а частично и нижнего мела перекрывают породы офиолитовой формации.

Верхнемеловые и более молодые офиолитовые формации, связанные с развитием отдельных прогибов позднего заложения, хотя и присутствуют, но вероятно, не пользуются широким распространением. Нельзя согласиться с теми исследователями (Gansser, 1960; Егоян и Хаин, 1953), которые считают, что главная масса офиолитов в Альпийско-Гималайской системе — верхнемеловая. В рассмотренной части системы главная роль принадлежит, очевидно, домеловым офиолитовым формациям.

2. Наиболее распространены юрские и триасово-юрские офиолитовые формации, реже встречаются нижнемеловые образования этого типа.

3. Возраст офиолитовых формаций в различных зонах, а также в разных частях отдельных зон изменчив, но, как правило, он не выходит за пределы триаса — раннего мела.

4. Офиолиты в подавляющем большинстве случаев не связаны с флишем. Последний обычно моложе офиолитовой формации. С флишевой формацией связаны эффузивы андезитового и андезито-базальтового состава и сопутствующие им кремнистые породы, однако эти образования не следует смешивать с офиолитовой формацией.

5. Очень часто наблюдается механическое «смещение» пород офиолитовой формации и флиша (захороненные надвиги, экзотические блоки, «амагматические» инъекции или протрузии серпентинитов). В подобных случаях говорят о «флише с офиолитами», что, с нашей точки зрения, неверно.

6. В рассматриваемой части Альпийско-Гималайской системы начальный магматизм, связанный с ранними, нижнемезозойскими этапами

развития, играет значительно большую роль, чем это обычно принимается. Наблюдается большое сходство в нижнемезозойском развитии складчатых зон Анатолии с Альпами и Динаридами.

Литература

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид. Ст. 1. Тектонические покровы. Ст. 2. Гравитационные структуры. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1963; № 1, 1964.
- Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 62, отд. геол., т. 32, вып. 6, 1957.
- Дзоценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Докл. АН СССР, 91, № 4, 1953.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Геология и разведка, № 2, 1965.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций, подвижных зон. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Лодочников В. Н. Серпентиниты и серпентины Ильчирские и др. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. Докл. сов. геол., на XXI сессии Междунар. Геол. конгр., 1960.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, 80, 1962.
- Мортон Д. М. Геология Омана. В сб. «Пятый международный нефтяной конгресс» (1959). Т. 1, М., Госгостехиздат, 1961.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всес. рос. геол.-разв. объедин., вып. 219, 1934.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тув. компл. эксп., вып. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Святловский А. Е. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова. Сов. геол., № 3, 1960.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, М., 1952.
- Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6, М., 1962.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем. В кн. «Деформации пород и тектоника», 1964.
- Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца. Статья 1. Вулканогенно-осадочные марганцевые формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954.
- Arni P. Materialien zur Altenfragen des Ophiolithe Anatolie M. T. A. Ankara 7, 481—488, 1942.
- Aubouin J. Essai sur l'évolution paleogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellenides), Bull. Soc. Géol. Fr. 6-me sér. T. 8 (1958), N 7, 1959 (731—757).
- Aubouin J. Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses repports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Géol. Fr. 7-me série, T. 2, N 4, 1961.
- vagnall P. S. Wrench faulting in Cyprus. J. Geol. v. 72, N 3, 1964.
- Valley E. B., Mc Callienn W. J. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Roy. Soc. Edinburgh. Trans, 62, pt. 2, 1952—1954.
- Besic Z. Das Problem der Fazienvertetung in den Dinarien Jugoslaviens. Congr. géol. int. C. R. 19 sess. Alger, 1952; fasc. B. ed, 1954.

- Bishopp D. W. Some new features of the geology of Cyprus. Com. rend. de la 19 sess. Alger 1952, fasc. 17, 1954.
- Blumenthal M. Sin gewisse Ophiolithzonen Nordanatoliens praeliassisch M. T. A., Ankara 33, 1945.
- Blumenthal M. Les chaines bourdières du Taurus au sud-ouest du bassin de Karman-Konya et le problème stratigraphique de la formation schisto-radiolaritique. Bull. Min. res. expl. inst. Turkey, N 48, 1956.
- Borchert H. Das Ophiolitgebiet von Pozanti und seine Chromerzlagerstätten. Ankara 1959. Veröffentlichungen des Inst. für Lagerstättenforschung der Türkei. N 194, IV, 70.
- Brunn J. Les Eruptions ophiolithiques dans le NW de la Grèce; Leurs relations avec l'orogénese Congr. Geol. intern. C. R. de la 19 sess. Alger 1952, fasc. 17, 1954.
- Brunn J. Mouvements verticaux et translations dans le couple axe ancien-sillon-orogène de la Grèce septentrionale. Bull. Soc. géol. Fr. t. 7, N 4—5, 1957.
- Brunn J. Les zones helléniques internes et leur extension. Reflexions sur l'orogénese alpine. Bull. Soc. géol. Fr. 7-me sér., T. 2, N 4, 1961.
- Ciric B. Über die Diabas — Hornstein — Formation der Dinariden und analoge Bildungen. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. B. 113, T. 1, 1961.
- Davis A. G. The Radiolaria of the Hawasina Series of Oman. Proc. Geol. Assoc., v. LXI, Pt. 3, 1950.
- Dubertret L. Sur la genèse et l'âge des roches vertes syriennes, C. R. Acad. Sci. Paris, v. CCIX, 1939.
- Dubertret L. Geologie des roches vertes du Nord-ouest de la Syrie et du Hattay (Turquie), Paris, 1953.
- Dunnington H. W. Generation, migration, accumulation and dissipation of oil in Northern Iraq. In Spec. Publ. Amer. Ass. Petrol. Geol. «Habitat of Oil», Symposium, 1958.
- Erentoöz C. A general review of the geology of Turkey. Bull. Min. res. expl. Inst. Turkey, N 48, 1956.
- Gansser A. Auseralpine Ophiolithprobleme. Eclog. Geol. Helv. 52 (1959), N 2, 1960.
- Gray W. A. Tectonic Window in South.—Western Iran. Quart. J. Geol. Soc., v. CV, pt. 2, 1950.
- Helke A. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey. Econ. Geol., v. 57, N 6, 1962.
- Henson F. R. S., Browne R. V., McGinty J. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 105, pt. 1, N 417, 1949.
- Hissleitner G. Serpentin und Chromerz — Geologie der Balkanhalbinsel. Geol. Bundes. Jahrb. Sond., 1, 1952.
- Hissleitner G. Neue Beiträge zur Geologie Chromerz führender Peridotit — Serpentin der Südanatolischen Taurus. M. T. A. Ankara, 1955.
- Hudson R. G. S., Browne R. V., Chatton M. The structure and stratigraphy of the Jebel Qamar area, Oman. Proc. Geol. Soc. Lond., N 1513, 1954.
- Hudson R. G. S., McGugan A., Morton D. M. The structure of the Jebel Hagab area, Trucial Oman. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 110, pt. 2, 1954.
- Kaaden G. van der. On relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the S.—W. of Turkey. Bull. Min. res. expl. inst. Turk. N 52, 1959.
- Kaaden G. van der. The different concept of the genesis of Alpine — Type emplaced ultrabasic rocks and their implications on chromite prospections. Bull. Min. res. expl. inst. Turk. N 61, 1963.
- Kalafatcioglu A. A note on the geology of the region between Tavasani and Dagardi and the age of serpentines and limestones. Bull. Min. Res. expl. Inst. Turkey N 58, 1962.
- Ketin I. The orogenic evolution of Turkey. Bull. Min. res. expl. inst. Turk. N 53, 1959.
- Ketin I. Carte tectonique de la Turquie au 1 : 2 500 000^{me}. Bull. M. T. A., N 54, 1960.
- Koçer L. Leitlinien der Tectonic Jugoslaviens. Beograd. Naučna knjiga, 1952.
- Kossmat F. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegschauptplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. H. 12, Berlin, 1924.
- Koyenko V. Gites de chromites et roches chromifères de L'Asie Mineure (Turquie). Mém. Soc. Géol. Fr. N 61, 1949.
- Metz K. Ein Beitrag zur Kenntnis des Gebirgsbaues von Aladag und Karanfil Dagı und ihres Westrandes. Bull. min. res. expl. inst. Turk. N 48, 1956.
- Labesse B. Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Appennin septentrional. Bull. Soc. Geol. Fr. t. 4, N 6, 1962 (1963).
- Law J. Reasons for Persian Gulf oil abundance. Bull. Am Ass. Petrol. Geol. v. 41, N 1, 1957.
- Lees G. The Geology and Tectonics of Oman and of parts South — Eastern Arabia. Quart. J. Geol. Soc. London, 84, N 4, 1928.
- Lees G. Some Structural and stratigraphical aspects of the oilfields of the Middle East. Int. Geol. Congr. Report of the 18th session pt. 6, 1948, Lond., 1950.
- Mercier J. Sur l'âge des ophiolites de la Macédoine centrale (Grèce) C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. fasc. 10, 1961 (p. 281, 282).

- Milovanovic B., Karmata S. Uber den Diapirismus serpentinisher Masse. Congr. Geol. Int. 21th sess. pt. 18, 1960.
- Nebert K. Daten zur Geologie des Monzur Dag Gebiets. Bull. Min. res. expl. inst. Turkey, N 52, 1959.
- Nebert K. Die Kieselbildungen des simischen magmatismus in Anatolien. Bull. Min. res. expl. inst. Turkey, N 53, 1959.
- Nebert K. Der geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Cay und Kizilirmak (NE Anatolien). Bull. Min. res. explor inst. Turkey, N 57, 1961.
- Petrachek W. E. Zur Geologie der chromitführenden Ophiolithen der Osttürkei. Bull. Miner. res. explor. inst. Turk, N 50, 1958.
- Philippson A. «Kleinasien» in «Handbuch der Regionalen Geologie», 1918.
- Pinar N., Lahn E. Nouvelles considerations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie Asie Mineur). Bull. Soc. géol. Fr., t. 5, N 1—3, 1955.
- Renz C. Stratigraphie Griechenlands (Die vorneogene stratigraphie der normal dedimentierten Formationen Griechenlands) Athens. Inst. for geol. and subsurface research, 1955.
- Righi M. R. de and Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. v. 48, N 12, 1964.
- Rosier G. Sur la geologie et les gisements de chromite de la region de Guleman (Anatolie). C. R. Soc. Sci. Phys. Nat. Geneve 59, 1942.
- Schmidt W. F. Zur structure und Tektonik der Insel Cypen. Geol. Rundschau, B. 50, 1960.
- Stchepinsky V. Géologie de la région de Maras-Gasiantep. M. T. A., Ankara, N 8, 1943.
- Stchepinsky V. Géologie et ressources minérales de la région de Malatya (Turquie). M. T. A. Ankara, 5, N 1, 1944.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. Natur Gesell, v. 16, Freiburg, 1905.
- Steinmann G. Die ophiolithischen zonen in den mediterranen Kettengebirge. C. R. 14 Congress Geol. Intern. Madrid 2, 1926.
- Templ P. G., Perry L. J. Geology and oil Occurrence Southeast Turkey, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., N 9, 1962.
- Tromp S. W. Shallow water origin of Radiolarites in Southern Turkey, J. Geol. Chicago 56, 1948.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, N 6, 1960.
- Turkunal Süleyman. Note sur la geologie de Hakkari. Bull. Geol. Soc. Turk, 1951, III, N 1.
- Wijkerslooth P. de. Die Chromerzprovinz der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Grosstektonik dieser Laender, M. T. A., 7, 54—75, 1942.

НИИЛзарубежгеология
Министерство геологии СССР

Статья поступила
13 июля 1965 г.

V. G. KAZMIN

THE PLACE OF OPHIOLITE FORMATIONS IN THE TECTONIC EVOLUTION OF THE WESTERN PART OF THE ALPINE-HIMALAYAN SYSTEM

The association of basic and medium effusives, siliceous rocks, basic and ultrabasic intrusions, known as ophiolite formation is widely distributed in the eugeosynclinal zones of the Alpine-Himalayan system. Most of these rocks were usually considered Upper Cretaceous. The review of the data available proves ophiolites being lower Mesozoic (Middle Triassic—Lower Cretaceous), connected with the early stages of the Alpine history. The Upper Cretaceous ophiolite formations are comparatively rare and are localized in younger newly—formed troughs. Flish formations as a rule overlie ophiolite ones with sharp unconformity.

Scientific Research Laboratory of the geology
of foreign countries
(Niilzarubezhgeologiya)

УДК 551.24(574.1)

А. А. СВИТОЧ, М. В. АНДРЕЕВА

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВОЕ И ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

С начала верхнего плиоцена в Прикаспийской впадине возобновились активные тектонические опускания, в результате которых на обширном пространстве от зауральских сыртов на востоке до Волги на западе накопилась мощная толща верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, слагающих верхний структурный этаж Прикаспия.

Изучение новейшего отрезка тектонической истории центральной части Прикаспийской впадины проводилось рядом исследователей. Некоторые из них (Васильев, 1961; Герасимов, 1951; Доскач, 1957; Мещеряков и Брицина, 1954; Проничева, 1957) вследствие недостаточного количества фактического материала по плиоценовым отложениям территорий ограничились анализом развития ее в четвертичную эпоху. Другие (Жуков, 1945; Казаков, Чарыгин и др., 1958) по той же причине вынуждены были прибегнуть к весьма схематичным построениям. В последние годы в центральных районах Прикаспийской впадины (территории междуречья Урала и Волги) проведены обширные геологические исследования, сопровождавшиеся большим объемом структурного и картировочного бурения. Полученные в результате работ материалы по верхнеплиоценовым и четвертичным отложениям междуречья Урала и Волги позволили более детально с помощью анализа мощностей рассмотреть новейшую тектонику этой территории. Следует заметить, что при изучении новейших движений анализ мощностей обычно не проводился из-за отсутствия на обширных территориях достаточно мощных и хорошо коррелируемых толщ молодых отложений. Прикаспийская впадина в этом отношении представляет довольно редкое исключение — она является областью широкого развития мощной толщи преимущественно морских образований, накапливавшихся в мелководных континентальных бассейнах в условиях компенсированного прогибания морского дна. При анализе распределения мощностей в пределах междуречья Урала и Волги учитывалось влияние погребенного рельефа и активности соляных куполов. Влияние этих факторов, существенно затрудняющих использование метода анализа мощностей, снималось следующим образом. На карту фактического материала со схем доакчагыльского рельефа и локальных структур переносились палеоложбины и конфигурация куполов. Расположенные в их пределах скважины при тектонических построениях исключались из анализа. Поскольку принималось, что величины того или иного стратиграфического подразделения полностью или почти полностью отвечают амплитуде тектонического опускания, то на прилагаемых схемах в изолиниях показаны не мощности отложений данной эпохи, а значения тектонических деформаций. Введены также количе-

ственные оценки скорости движений во времени, которые получены по формуле $V_t = \frac{h}{t}$, где V — скорость за время t ; t — время в абсолютном летоисчислении, а h — амплитуда тектонических движений. За исходное t брались следующие величины: начало четвертичного периода ~600 тыс. лет (Кинд, 1963; Щербаков, 1963), начало апшеронского века ~3,5 млн. лет (Афанасьев, 1961). За начало акчагыльского века, исходя из общей продолжительности плиоцена (Калп, 1961; Щербаков, 1963), условно принято ~7 млн. лет.

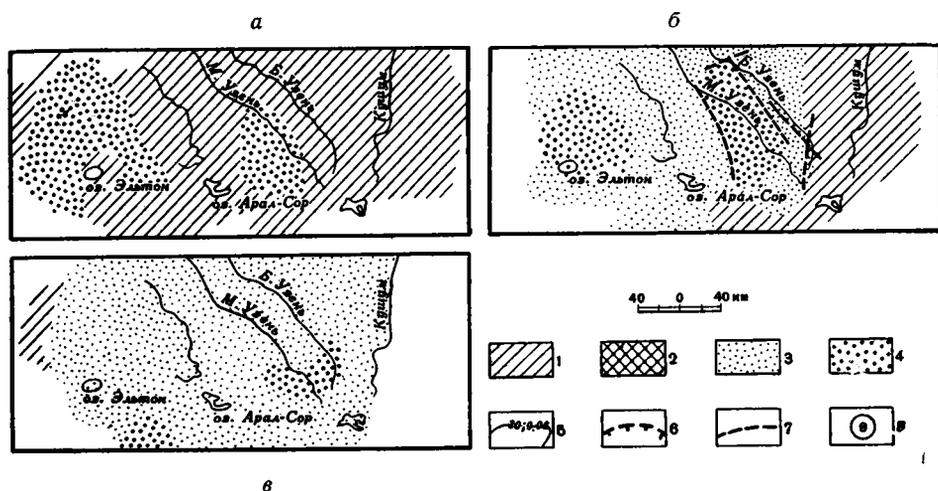


Рис. 1. Схема развития акчагыльских структур
а — ранне-, б — средне-, в — позднеакчагыльского. Условные обозначения см. рис. 6

Новейшие движения в Прикаспийской впадине, начавшиеся с акчагыла, развиваются на фоне общих опусканий обширных районов юго-востока Русской платформы. Эти опускания способствовали проникновению вод акчагыльского моря на территорию междуречья. В связи со значительным расчленением доакчагыльской поверхности междуречья ингрессирующее море сначала заполняло своими осадками отрицательные эрозионные формы рельефа. Однако анализ распределения нижнеакчагыльских отложений свидетельствует о существовании уже в это время двух участков с повышенными мощностями отложений, накопление которых обусловлено тектоническими причинами. Один из них располагался в центральной части Волго-Ашеузекского водораздела, а другой в нижнем течении р. Малый Узень (рис. 1, а).

В среднем акчагыле море распространилось на все междуречье, не заливая лишь район Урало-Кушумского водораздела, что, вероятно, свидетельствует об отставании его в процессе общего опускания. Судя по распределению мощностей среднеакчагыльских отложений, положение участка максимальных отрицательных движений существенно не изменилось (рис. 1, б).

В позднем акчагыле в пределах обширной акватории акчагыльского бассейна осадконакопление происходило повсеместно. Перемещение участков повышенных мощностей отложений этого времени в районы юго-восточнее оз. Эльтон и к нижнему течению рек Большой и Малый Узень (рис. 1, в) указывает на начавшуюся перестройку.

Значение суммарных мощностей акчагыльских отложений междуречья свидетельствует о средней величине тектонического опускания порядка 150—250 м при усредненных скоростях ~0,05—0,08 мм/год.

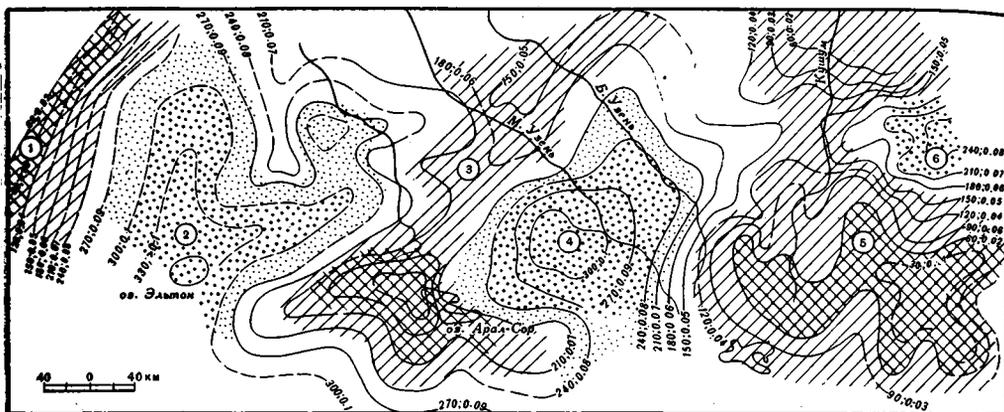


Рис. 2. Схематическая карта акчагыльских структур

Зоны опускания: 2 — Эльтонская; 4 — Нижнеузенская; 6 — Урало-Кушумская. Зоны поднятия: 1 — Заволожская; 3 — Узени-Бершаральская; 5 — Нижнекушумская

Акчагыльская депрессия междуручья в широтном направлении осложнена более мелкими структурами — зонами опусканий¹ (Эльтонской, Нижнеузенской и Урало-Кушумской) и поднятий (Заволожской, Узени-Бершаральской и Нижнекушумской) (рис. 2).

Эльтонская зона опускания расположена в центре Волго-Ашеузенского водораздела. Она меридионально ориентирована, по положению совпадает с долиной палео-Волги и, по-видимому, имеет сложное эрозионно-тектоническое происхождение. Амплитуда ее опускания достигает 300 м и более, а скорость превышает 1 мм/год. Из района оз. Эльтон к среднему течению р. Аше-Узек от нее прослеживается глубокая ложбина, вероятно, аналогичного происхождения.

Нижнеузенская зона опускания находится между оз. Арал-сор и нижним течением р. Большой Узень. В плане она почти округлая, несколько вытянута к северо-востоку. Величина прогибания и его скорость также превышает соответственно 300 м и 1 мм/год.

Урало-Кушумская зона опускания расположена восточнее среднего течения р. Кушум и характеризуется амплитудой прогибания ~240 м и скоростью 0,08 мм/год.

Между Эльтонской и Нижнеузенской зонами опусканий, в направлении от среднего течения р. Большой Узень до р. Берш-Арал, протянулась полоса ссращенных мощностей акчагыльских отложений, являющаяся по отношению к ним зоной поднятия (Узени-Бершаральская)².

Западнее Эльтонской зоны опускания происходит быстрое сокращение мощностей акчагыльских отложений, соответствующее близкому положению бортового уступа акчагыльского бассейна — Заволожской зоны поднятия.

Восточнее Нижнеузенской зоны опускания, в нижнем течении р. Кушума и далее на восток прослеживается Нижнекушумская зона поднятия, характеризующаяся весьма малыми значениями амплитуды опускания (до 30 м и 0,01 мм/год).

¹ Вследствие неразработанности классификации платформенных структур средних порядков, т. е. находящихся между региональными (синеклиза) и локальными (купол, мульда), в данной работе использовались нейтральные термины: «впадины», «прогибы», «поднятия», «опускания». К названиям наиболее крупных структур средних порядков прибавлено слово «зона» (зона поднятия, зона опускания). Структуры, осложняющие прогибы и впадины, классифицировались по морфологическому признаку (ложбина, выступ и т. д.).

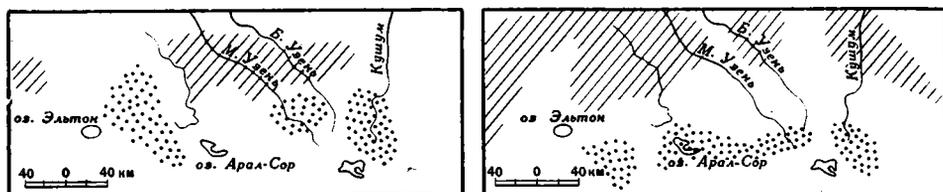
² Образование зон поднятий, по-видимому, связано с отставанием соответствующей ей территории в процессе единого прогибания. По существу — это зоны меньших абсолютных опусканий.

Таким образом, в раннем акчагыле тектоническое опускание охватывает западную часть междуречья Урала и Волги, где является максимальным в центральной части Волго-Ашеузекского водораздела и в нижнем течении р. Малый Узень. В среднем акчагыле по мере нарастания движений в опускание вовлекается все большая часть междуречья при унаследованном положении наиболее погруженных участков. В конце акчагыла при продолжающемся общем опускании территории намечается смещение участков активного прогибания к юго-востоку.

Тектонические движения акчагыльского времени в Прикаспийской впадине признаются большинством геологов (Белоусов, 1944; Жуков, 1945; Журавлев, 1960; Мазарович, 1927; Эвентов, 1949). Однако существует и другое мнение, высказанное Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным (1960), которые на основании одинакового порядка мощностей акчагыльских отложений в долинах Волги, Урала и в Прикаспийской впадине отрицают тектоническую активность последней в акчагыле, а накопление и распределение осадков этой эпохи относят за счет эрозионного характера и низкого гипсометрического положения доакчагыльского рельефа. Такое предположение, по-видимому, справедливо лишь частично, а именно для объяснения формирования за счет влияния эрозионного рельефа лишь части разреза акчагыльских отложений современной Прикаспийской низменности. Наличие же мощных акчагыльских образований в древних долинах Волги и Урала, возможно, связано с большей скоростью их осадконакопления в эрозионных трогах по сравнению с обширными участками акчагыльского моря в пределах междуречья. Так же возможно, что в состав акчагыльских отложений древних долин Волги и Урала ошибочно включена значительная часть доакчагыльских образований типа кинельских или балаханских. Работами последних лет установлено широкое развитие этих отложений, которые в древних эрозионных ложбинах междуречья Урала и Волги относились к акчагылу. Низкое гипсометрическое положение поверхности Прикаспийской низменности в акчагыльский век скорее является следствием постепенных опусканий ложа акчагыльского моря при сохранении положения дна на отметках от -30 до -100 м, если уровень акчагыльского моря принять за 0 м (Милановский, 1963). Подтверждением тектонических движений территории междуречья в то время может служить также факт миграции участков максимального накопления осадков. Если же признать статичное положение междуречья, то необходимо согласиться, что современному Прикаспию в начале акчагыла отвечало крупное понижение с абсолютными отметками от -300 до -350 м, прорезанное транзитными реками до отметок -450 — -500 м, при этом базис эрозии данных рек должен был располагаться где-то в районе современной акватории Каспия (по-видимому, в Южно-Каспийской котловине) на еще более низких отметках. При таком допущении весьма спорны два момента — присутствие глубокой некомпенсированной депрессии в платформенных условиях и еще более глубокой котловины с очень низким базисом эрозии в пределах современного Каспия, прогибание которой должно было почти полностью компенсироваться тем огромным количеством материала, поставлявшимся в нее палео-Волгой, палео-Уралом, палео-Терекком и другими реками того времени. Значительное доакчагыльское расчленение древнекаспийского водосбора естественнее объяснить не чрезвычайно низким положением базиса эрозии, а сочетанием двух разноименных движений — опусканием области базиса эрозии и поднятием окружающей территории.

В апшеронское время общее прогибание Прикаспийской впадины продолжалось. На территории междуречья Урала и Волги смена акчагыльского бассейна апшеронским произошла без перерыва. Влияние доакчагыльского рельефа на распределение мощностей отложений апшерона почти не сказалось, и поэтому их колебания связаны в основном с тектоническим фактором.

В раннем апшероне продолжалось начавшееся в конце акчагыла общее смещение участков максимальных прогибаний в юго-восточном направлении. В это время на севере прогиба, в районе нижнего течения Большого и Малого Узней, намечился участок сокращенных мощностей нижеапшеронских отложений (рис. 3, а), что свидетельствует о начав-



а
б
Рис. 3. Схема развития апшеронских структур
а — раннеапшеронского, б — средне- и позднеапшеронского

шемся здесь замедлении новейшего прогибания. Аналогичное развитие испытывал район северо-западнее оз. Эльтон. В нижнем течении р. Кущум, на месте акчагыльского поднятия, происходили активные опускания, фиксируемые повышенными мощностями нижеапшеронских отложений.

В средне- и позднеапшеронское время тенденция тектонического развития междуречья Урала и Волги сохранилась, однако при общем юго-восточном направлении усиления интенсивности прогибания наиболее крупные опускания отмечаются на юге (рис. 3, б).

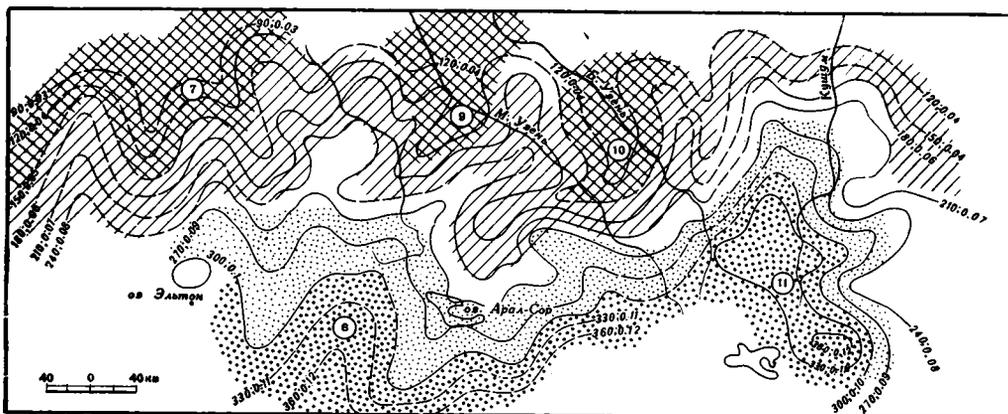


Рис. 4. Схематическая карта апшеронских структур
Зоны опускания: 8 — Эльтон-Аралсорская; 11 — Узени-Нижнекушумская. Зоны поднятия: 7 — Заволжско-Торгунская; 9 — Малоузенская; 10 — Большезузенская

К концу апшерона на междуречье обособились зоны опусканий и поднятий (рис. 4). К опущенным относятся Эльтон-Аралсорская и Узени-Нижнекушумская зоны, находящиеся в южной части рассматриваемой территории. Они характеризуются амплитудами и скоростями отрицательных движений порядка 300—360 м и 0,1—0,12 мм/год.

В северной половине междуречья по сокращению мощностей апшеронских отложений прослеживаются зоны поднятия Заволжско-Торгунская, Малоузенская и Большезузенская.

Средние амплитуды и скорости апшеронских опусканий примерно соответствуют акчагыльским (~150—240 м и 0,05—0,08 мм/год). Согласно общему характеру тектонического развития, амплитуды и скорости апшеронских движений относительно равномерно увеличиваются с севера и северо-запада на юг и юго-восток соответственно с 100—120 м

и $0,03-0,04$ мм/год до $300-330$ м и $0,1$ мм/год и более. Таким образом, при общей унаследованности зон тектонических опусканий в апшероне по сравнению с акагальской эпохой произошло изменение градиента нарастания движений с широтного на субмеридиональное, что, по-видимому, явилось одной из причин сокращения площади апшеронского моря и сохранения его вод в наиболее глубокой части бассейна.

В конце плиоцена — начале четвертичного периода в Центральном Прикаспии произошла смена тектонического знака движений. Верхнеплиоценовый бассейн, сокращаясь, постепенно покинул эту территорию, на которой установились континентальные условия осадконакопления и активизировались эрозионные процессы. Судя по послеапшеронскому врезу, амплитуда поднятия была небольшой и, вероятно, не превышала $30-50$ м.

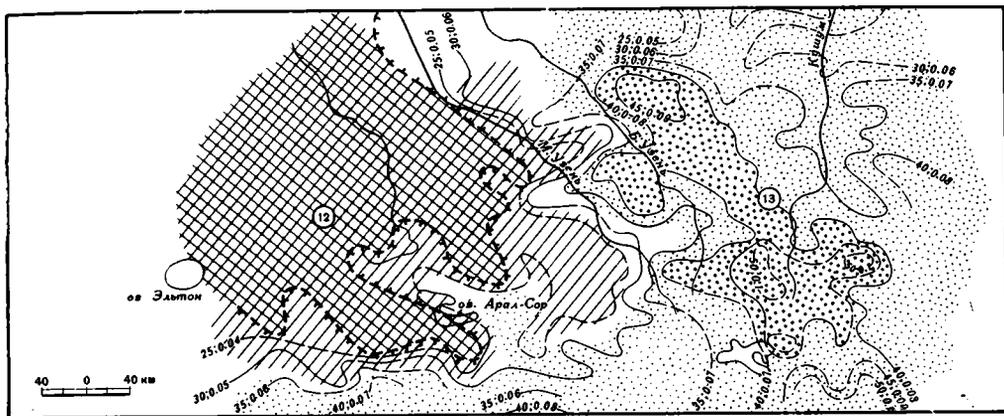


Рис. 5. Схематическая карта послеапшеронских структур
12 — Ащеузекская зона поднятия; 13 — Кушумская зона опускания

К предбакинскому времени в результате дальнейшего усложнения новейшей структуры центральной части Прикаспийской впадины образовались две крупные зоны — приподнятая, Ащеузекская, расположенная в западной части территории, и опущенная, Кушумская, находящаяся в ее восточной половине (рис. 5). Эти структуры сохранили свое положение на протяжении всего последующего времени. Особенности послеапшеронского тектонического режима предопределили и характер накопившихся отложений. В Ащеузекской зоне развиты сыртовые отложения, прикрытые сверху маломощными осадками раннехвалынского моря, в то время как в Кушумской зоне распространены морские отложения древнего Каспия. К сожалению, различный генезис верхней части сыртовых образований¹ и морских четвертичных отложений, а также не совсем ясный возраст «сыртов» не позволяет количественно оценить амплитуду и скорость послеапшеронских движений. Такой анализ возможен лишь для восточной и южной частей Центрального Прикаспия, которые, начиная с бакинского времени, испытывали отрицательные движения со средней амплитудой $\sim 25-35$ м при скорости $0,05-0,07$ мм/год. В отдельные моменты четвертичной эпохи опускания, по-видимому, прекращались и наступало состояние относительного покоя. Участки максимального четвертичного прогибания, достигающие амплитуды 50 м и более и скорости $0,10$ мм/год и более, отмечаются восточнее р. Большой Узень и протягиваются в северо-западном направлении параллельно ему.

¹ Т. е. сыртовых отложений четвертичного возраста.

Западная часть междуречья в послепашеронское время, вероятно, испытывала небольшие, разные по знаку, подвижки и была относительно стабильной.

Средние скорости опускания в четвертичное время характеризовались меньшими значениями, чем скорость опускания в ачкагыльское и ашшеронское время. Это, возможно, определяется как меньшей актив-

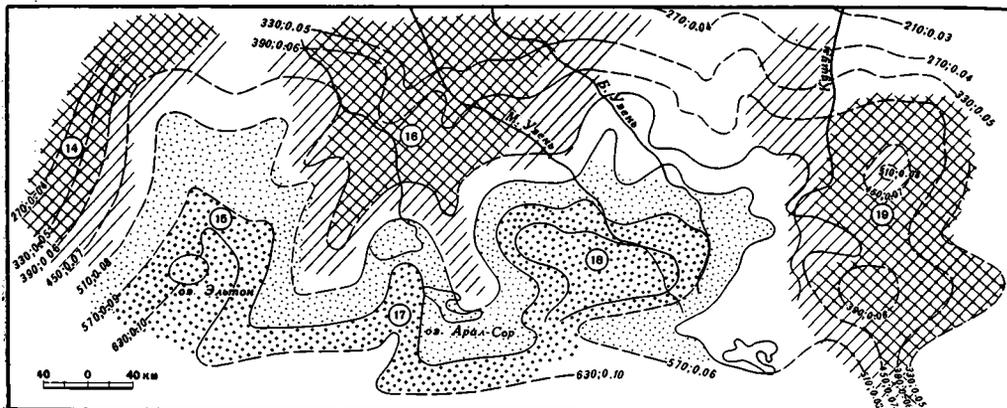


Рис. 6. Схематическая карта новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) структур
 Зоны опускания: 15 — Эльтонская; 17 — Бершаральская; 18 — Нижнеузенская. Зоны поднятия:
 14 — Заволжская; 16 — Узени-Ащеузекская; 19 — Урало-Кушумская
 Условные обозначения к рис. 1—6:
 1 — поднятия; 2 — максимальные поднятия; 3 — опускания; 4 — максимальные опускания; 5 — изо-
 линии амплитуды (первый знак) и скоростей (второй знак) движений; 6 — граница распространения
 сыртовых отложений; 7 — флексуры и уступы глубокого заложения по геолого-геофизическим
 данным; 8 — номера структурных зон

ностью, так и большей дифференцированностью четвертичных движений.

При сравнении положения зон опусканий и поднятий четвертичного времени с положением предшествовавших зон достаточно четко отмечаются черты унаследованности (так, в частности, в значительной степени наследуется Узени-Нижнекушумская зона опусканий). При этом в четвертичное время возродилась характерная для ачкагыльского времени тенденция к широтной дифференциации движений, но с переменой мест расположения участков активного опускания.

В результате новейших движений современная структура верхнего этажа центральной части Прикаспийской впадины являлась глубокой обширной депрессией, названной В. С. Журавлевым (1960) Букевской наложенной синеклизой.

Развитие ее является унаследованным и составляет часть единого тектонического цикла (в понимании В. Е. Хаина, 1964) всей впадины. Однако следует отметить, что о наложенном характере современной структуры в настоящее время судить трудно, поскольку предшествующий ей структурный план территории междуречья изучен пока еще недостаточно.

Распределение суммарных мощностей верхнеплиоценово-четвертичных отложений свидетельствует о постепенном нарастании амплитуды и скорости движений к центру впадины, соответственно с 200—270 м и 0,03—0,04 мм/год до 570—630 м и 0,1 мм/год и более.

С учетом суммарных мощностей верхнеплиоценовых и четвертичных отложений на междуречье Урала и Волги могут быть выделены (с запада на восток) Эльтонская, Бершаральская и Нижнеузенская зоны опусканий, а также Заволжская, Узени-Ащеузекская и Урало-Кушумская зоны поднятий, которые, чередуясь, сменяют друг друга (рис. 6).

Рассматривая характер новейших движений во времени, можно отметить специфические черты каждой из эпох тектонического развития центральной части Прикаспийской впадины в верхнеплиоценово-четвер-

гичное время. Так, для акчагыльской характерно нарастание движений с запада на восток; для апшеронской — в субмеридиональном направлении; в четвертичную эпоху отмечается сочетание субмеридионального и широтного направлений. В то же время в конце каждой эпохи появляются тенденции последующей перестройки структурного плана (так случилось в позднеакчагыльское время и в конце плиоцена, когда наметились основные черты апшеронского и послеапшеронского тектонического развития).

Рассматривая характер развития отдельных зон, можно установить различную степень длительности и унаследованности каждой из них. Некоторые зоны являются относительно устойчивыми во времени и пространстве, другие в своем развитии менее стабильны. Интенсивность движений каждой из этих зон также различна.

Образование наметившихся зон, по-видимому, определялось подвижками отдельных блоков фундамента Прикаспийской впадины, трансформированными через мощный осадочный чехол. Не исключено, что возникновение некоторых из них обусловлено развитием крупных соляных массивов. И в том и в другом случае естественно допустить, что их конфигурация в плане в конечном счете зависит от расположения разрывных нарушений фундамента Прикаспийской впадины. Подтверждением этого, возможно, являются случаи довольно четкого ограничения некоторых структур нарушениями, установленными или предполагаемыми по геофизическим данным (рис. 1, б).

Литература

- Афанасьев Г. Д. и др. О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки. Тр. 9 сес. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1961.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. ГИН, вып. 76, геол. сер., № 23, 1944.
- Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья. Тр. ГИН, вып. 49, 1961.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4, 1951.
- Доскач А. Г. К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. XIII, 1957.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В кн. «Проблемы Зап. Казахстана», т. 2. Изд-во АН СССР, 1945.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. ГИН, вып. 42, 1960.
- Казачков М. П., Чарыгин М. М. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.
- Калп Дж. Л. Определение абсолютного возраста осадочных пород. Тр. Междунар. нефт. конгр., т. 1. Гостоптехиздат, 1961.
- Кинд Н. В. Абсолютная геохронология четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1963.
- Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья, вып. 1. Изв. АН СССР. Сер. 6(24), № 9—11, 1927.
- Мещеряков Ю. А., Брицина М. П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. В кн. «Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, 1954.
- Милановский Е. Е. К палеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 38, № 3, 1963.
- Проничева М. В. Мощность четвертичных отложений как показатель новейших тектонических движений Прикаспийской низменности. Тезисы докл. на конф. по изуч. четвертич. периода. Изд-во АН СССР, 1957.
- Хан В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Наука», 1964.
- Щербakov Д. И. Очередные задачи в области геохронологии. Тр. 11 сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
- Эвентов Я. С. Распределение и характер осадков верхнего плиоцена в Северном и Северо-Западном Прикаспии. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 24, вып. 5, 1949.

**HISTORY OF TECTONIC EVOLUTION
OF THE CENTRAL CISCASPIAN DURING PLIOCENE-QUATERNARY TIME**

The subsidence of the Ciscaspian territory in the Early Akchagylian has been localized within the restricted area east of the Volga. Most of the Central Ciscaspian has been involved in the subsidence during the Middle Akchagylian. By the end of Akchagylian centers of the most intensive downwarping have been displaced towards the south-east. The general subsidence of the Ciscaspian has continued during the Apsheronian time, the Middle and Late Apsheronian having been characterized by the intensification of tectonic movements in the southern parts of the Ciscaspian. The Ciscaspian territory had been abandoned by the Apsheronian sea at the end of Pliocene, when continental sedimentation began there, and erosional processes became more active. Two large zones have been formed there — a western uplifted zone, and an eastern subsided one. The formation of the structural pattern seems to be related to block movements of the basement of the syncline. This is confirmed by the abrupt truncation of certain structures by tectonic dislocations recognized or assumed through geophysical means.

«Soyuzburgaz» Trust
Moscow

УДК 551.243.6(235.132)

Л. М. РАСЦВЕТАЕВ

РАЗРЫВЫ КОПЕТ-ДАГА И ИХ СВЯЗЬ СО СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРОЙ

Изучением разрывных нарушений Копет-Дага занимались в разное время И. И. Никшич (1931), В. Н. Огнев (1937_{1,2}), В. П. Мирошниченко (1938, 1947), П. И. Калугин (1946, 1956), Г. П. Горшков (1947), Г. И. Каляев (1945, 1946), Б. А. Петрушевский, И. А. Резанов (1959), А. Г. Езиашвили, В. Н. Крымус, Л. Д. Ятченко и другие геологи. В статье, содержащей краткую информацию о главнейших разрывных системах Копет-Дага и их роли в складчатой структуре района, использованы материалы перечисленных исследователей, а также результаты четырехлетних работ автора в составе Копетдагской неотектонической партии МГУ. Непосредственное участие в этих работах принимали геологи А. С. Бирман и М. Л. Копп, постоянные консультации автор получал от проф. Г. П. Горшкова.

1

Копет-Даг сложен мощной толщей юрских, меловых и третичных осадочных пород, смятых в складки и разбитых разрывами в новейшую фазу альпийского тектогенеза. Наиболее сжатая и приподнятая зона Копетдагского складчатого сооружения находится в восточной части его; нижнемеловые и юрские породы подняты здесь на высоту более 5 км над уровнем моря и смяты в крутые веерообразные складки с простираем СЗ 300°. В западном направлении наблюдается погружение складок, сопровождающееся уменьшением степени сжатия и общим расширением складчатого сооружения более чем в два раза.

Вдоль северной окраины Копет-Дага, в направлении СЗ 300—310°, протягивается Передовая тектоническая зона, характеризующаяся сложной складчатой структурой и обилием разрывов. Складки этой зоны имеют простираем СЗ 290—300° и располагаются кулисообразно вдоль северного края складчатого сооружения. В большинстве случаев эти складки оборваны с севера крупными субширотными разрывами и косо рассечены разрывами северо-западного простираения (рис. 1).

Севернее, в пределах предгорий Копет-Дага и смежных частей низменных Кара-Кумов, располагается Предкопетдагский краевой прогиб, заполненный неоген-четвертичной молассой; он отделяет альпийские складчатые сооружения Туркмено-Хорасанских гор от стабильного массива Каракумской плиты. Подошва нижнемеловых отложений в осевой части прогиба залегает на глубине более 5—6 км. Вдоль границы прогиба со складчатым сооружением прослеживается прерывистая полоса складок, сложенных третичными породами. Складки эти имеют простираем 270—300° и располагаются кулисообразно вдоль крупного тектонического уступа, разделяющего Предгорную и Передовую тектонические зоны. По мере удаления от этого уступа и погружения южного крыла прогиба складки выполаживаются и затухают. Между Предгор-

ной и Передовой тектоническими зонами располагаются промежуточные блоки (Каахкинский на востоке и Кызыларватский на западе), тектоническое положение которых позволяет считать их участками предгорий, вовлеченными в горообразование на средних и поздних фазах развития складчатого сооружения.

Все упомянутые тектонические зоны краевой части Копетдагского складчатого сооружения, как и смежный Предкопетдагский прогиб, протягиваются с удивительной прямолинейностью в направлении СЗ 300—310°. Наиболее существенной чертой тектоники краевой части Копет-Дага является наличие здесь крупного тектонического уступа и кулисообразное расположение вдоль него основных складчатых и разрывных структур Передовой, Промежуточной и Предгорной зон, объединяемых нами в область краевых дислокаций, или Северо-Копетдагскую шовную зону.

Во внутренних частях Копет-Дага развиты крупные линейные складки, вытянутые в складчатые цепи до 200 км длиной (рис. 2). Складчатые цепи образуют гигантскую дугу, обращенную выпуклостью на север; простирание складок в восточной части дуги почти совпадает с ориентировкой краевых тектонических зон; в западной части дуги направление основных складчатых цепей Копетдагского антиклинория ЗЮЗ-260—270°. Между указанными складчатыми цепями и Передовой зоной на Западном Копет-Даге располагается относительно погруженная тектоническая область со своеобразным характером дислокаций. В структуре этой области, именуемой нами Западно-Копетдагской депрессией, важную роль играют субширотные брахантиклиналы, разделенные обширными плоскодонными синклиналиями; последние рассечены двумя узкими зонами молодых линейных складок: Аладаг-Кулмачской (субширотного простирания) и Эззет-Карагезской (северо-восточного простирания). Промежуточный характер складчатости, широкое развитие неогеновых отложений и низкое гипсометрическое положение подошвы нижнемеловых отложений сближают Западно-Копетдагскую депрессию со смежными прогибами.

В западном направлении складки Копет-Дага погружаются под мощный чехол молодых отложений Западно-Туркменской низменности. Восточное замыкание складчатого сооружения располагается в районе Бадхыза; на юге складчатые цепи Копет-Дага отдалены от Аладаг-Биналудского антиклинория узким и сравнительно неглубоким Кучано-Мешхедским межгорным прогибом.

2

Крупнейшей дизъюнктивной системой Копет-Дага является так называемый Главный Копетдагский разрыв. В западной своей части это почти прямолинейный шов запад-северо-западного простирания, протягивающийся непрерывно более чем на 200 км от ст. Казанджик до аула Нухур. Наклон плоскости разрыва в приповерхностной части весьма крутой. По данным бурения, к югу от Кызыл-Арвата наблюдается резкое выполаживание сместителя с глубиной. Пологий наклон плоскости разрыва в ряде мест фиксируется и полевыми наблюдениями (хребты Экиз, Пароун-Даг). Вдоль фронта разрыва протягиваются прерывистой цепочкой останцы покровов (Карачокский, Чемелинский, Гезинский), передвинутые от своих вероятных корней на расстояние от 1—2 до 5—7 км. Вертикальная амплитуда Главного разрыва Западного Копет-Дага достигает 4—5 км; вдоль плоскости его наблюдаются многочисленные следы сдвиговых перемещений¹ (штриховки на зеркалах сколь-

¹ Сдвиговые перемещения по этому разрыву впервые установлены В. Н. Крымом.

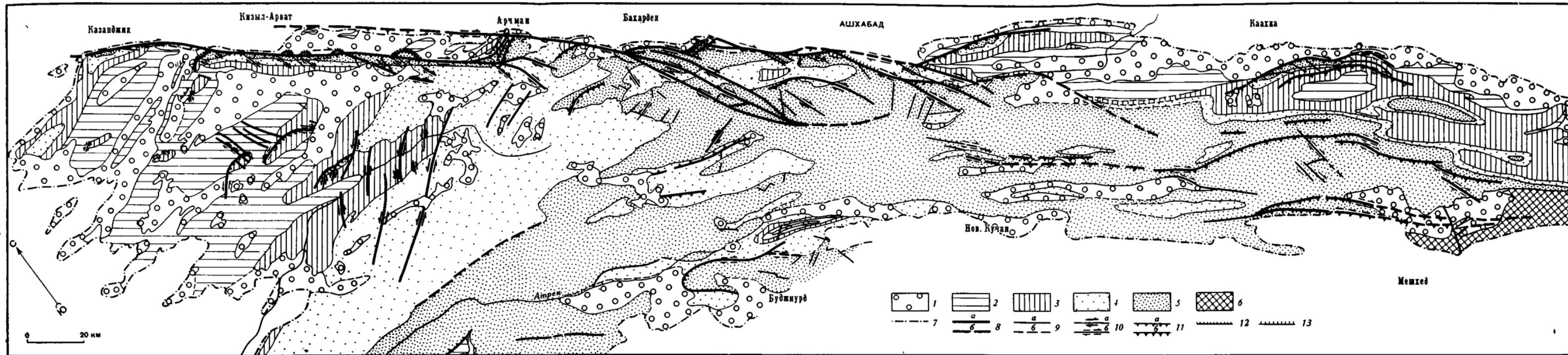


Рис. 1. Схема расположения основных разрывных нарушений Копет-Дага

1 — неогеновые отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — верхнемеловые отложения; 4 — песчано-глинистые отложения апта и альба; 5 — карбонатные породы неокома и верхней юры; 6 — рэтлейасовые отложения; 7 — граница сплошного развития четвертичных отложений; 8—13 — разрывные нарушения; 8 — крупные разрывы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 9 — мелкие разрывы: а — прослеженные б — предполагаемые; 10 — разрывы с преобладанием сдвиговых перемещений: а — установленных, б — предполагаемых; 11 — разрывы с преобладанием взбросо-надвиговых перемещений: а — установленных, б — предполагаемых; 12 — покровы; 13 — сбросы

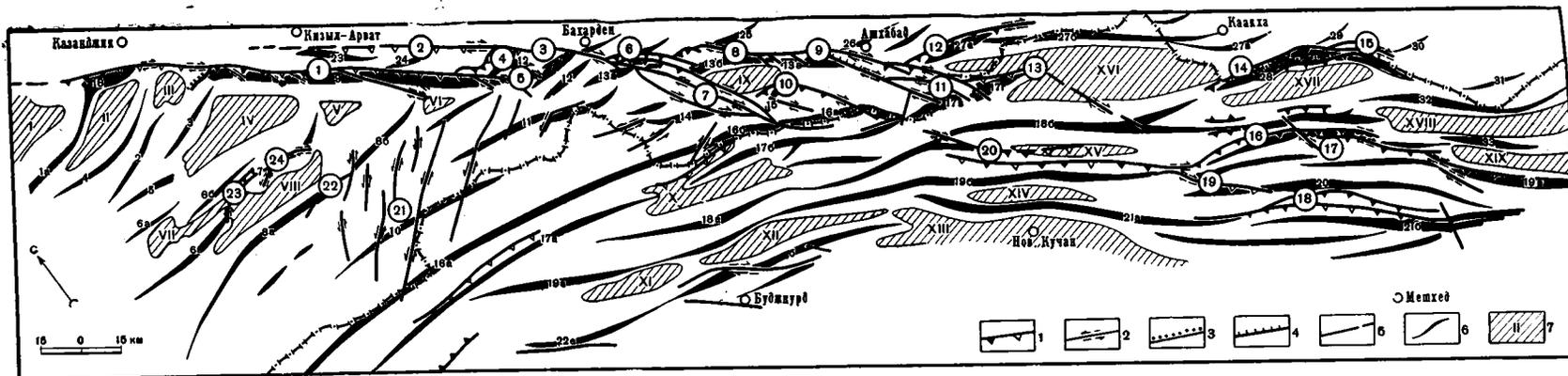


Рис. 2. Схема расположения главнейших разрывов и складок Копет-Дага

1 — надвиги и взбросы; 2 — сдвиги; 3 — покровы; 4 — сбросы; 5 — разрывы с неустановленным характером перемещения крыльев. Главнейшие разрывные системы и зоны (обозначены арабскими цифрами в кружках): 1 — Главный разрыв Западного Копет-Дага; 2 — Кызыларватский разрыв; 3 — Арчманский взбросо-сдвиг; 4 — Келятинская диагонально-надвиговая зона; 5 — Нухурская зона сдвигов; 6 — Актепинская ступень главного разрыва Центрального Копет-Дага; 7 — Гермабская зона сдвигов; 8 — Келятинская ступень главного разрыва; 9 — Маркоуская ступень главного разрыва; 10 — Душакская система разрывов; 11 — Асельминская зона сдвигов; 12 — Гяурский взброс; 13 — Дорунгарская ступень главного разрыва (предполагаемая); 14 — Северная надвиговая цепь Восточного Копет-Дага (Келатская); 15 — Восточно-Келатская сдвиговая зона; 16 — Центральная надвиговая цепь Восточного Копет-Дага; 17 — зона предполагаемых сдвигов в районе г. Тава-Даг; 18 — Южная надвиговая цепь Восточного Копет-Дага; 19 — зона предполагаемых взбросо-сдвигов в районе род. Дулма; 20 — зона предполагаемых взбросо-сдвигов в районе с. Имам-Гули; 21 — Каракалинская зона сдвигов; 22 — Исак-Дойрунская система разрывов; 23 — Сенткердери-Калаусская система разрывов; 24 — Трой-Синджоуская система разрывов.

6. Оси основных антиклинальных складок и цепей. Цифровые обозначения: 1 — Передовая цепь Северо-западного Копет-Дага (Кюрендагская); а — Данатинская антиклиналь, б — Казанджикская антиклиналь; 2 — Центральная антиклиналь; Эзет-Карагеозской зоны смятия; 3 — Эйшемская антиклиналь; 4 — Бакча-Чаалджинская антиклиналь зона; 5 — Куйлярская антиклинальная зона; 6 — складки Аладаг-Кулмачской зоны смятия; а — Календжа-Аладагская антиклиналь зона; б — Акчадагская антиклиналь зона; в — Калауская антиклиналь; 7 — Трой-Синджоуская антиклиналь зона; а — Терсакая антиклиналь зона; в — Гауданская антиклиналь; 8 — Хосардаг-Дойрунская антиклиналь зона; а — Терсакая антиклиналь зона; в — Гауданская антиклиналь; 9 — Передовая антиклиналь зона Западного Копет-Дага; 10 — Кунузуудгская антиклиналь; кан-Дойрунская антиклиналь; б — Сюнт-Хосардагская антиклиналь; в — Передовая антиклиналь зона Центрального Копет-Дага; 11 — Елликя-Тогаревская антиклиналь зона; 12 — Арчман-Нухурская антиклиналь зона; 13 — Передовая антиклиналь зона Центрального Копет-Дага; а — Бахар-антиклиналь зона; б — Сюнт-Хосардагская антиклиналь; в — Передовая антиклиналь зона Центрального Копет-Дага; 14 — Северная Приграничная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 15 — Южная Приграничная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 16 — Центральная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 17 — Южная Приграничная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 18 — Центральная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 19 — Южная Приграничная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 20 — Антиклиналь хребта Аджар-Кух; 21 — Приатрекская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 22 — Антиклиналь хребта Аджар-Кух; 23 — Диоджи-Акдагская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 24 — Баминская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 25 — Южная Приграничная антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 26 — Кешеныванская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 27 — Гяурская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 28 — Келатская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 29 — Душакская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 30 — Ходжабуланская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона; 31 — Диоджи-Акдагская антиклиналь зона; а — антиклиналь Хаджи-Даг, б — Рабадская антиклиналь зона; в — Асельминская антиклиналь зона; г — Аладагская антиклиналь зона.

7 — Главнейшие межгорные депрессии. Цифровые обозначения: I — Данатинская, II — Эзет-Иланская, III — Эзет-Иланская, IV — Сыркелидауденская, V — Ходжакалинская, VI — Дешская, VII — Ахчадагская, VIII — Яловач-Кулмачская, IX — Секизябская, X — Хальвачеминская, XI — Западно-Атрекская, XII — Шихская (Сызкяльская), XIII — Восточно-Атрекская (Кучано-Мешхедская), XIV — Султан-Зирабадская, XV — Купканская, XVI — Мохаммедабадская, XVII — Нефтекелатская, XVIII — Чалкеманская, XIX — Моминабадская.

жения, системы оперяющих сдвигов, складки волочения и фестончатые присдвиговые складки); определить амплитуду последних, однако, не представляется возможным. В ряде случаев наблюдается непосредственное смещение молодых элементов рельефа, достигающее первых десятков метров.

В южном, приподнятом блоке Главного разрыва Западного Копет-Дага располагается узкая приразломная антиклиналь Передового хребта, разбитая серией диагональных правых сдвигов северо-западного простирания, оперяющих основной шов Главного разрыва и затухающих с удалением от него. К западу от Кызыл-Арвата, на участке между селениями Ушак и Узун-су, Передовая антиклиналь прерывается; здесь к Главному разрыву под прямым углом примыкают линейные складки Эззет-Карагёзской зоны. Само наличие этих складок, не продолжающихся севернее разрыва и сопряженных с ним, свидетельствует о сдвиговых перемещениях по этому разрыву. В целом все имеющиеся к настоящему времени данные позволяют считать, что Главный разрыв Западного Копет-Дага представляет собой крупный пологий сдвигонадвиг, местами переходящий во взбросо-сдвиг.

Севернее Главного разрыва Западного Копет-Дага параллельно ему предполагается наличие еще одного крупного шва северо-западного простирания, вертикальная амплитуда которого ничтожно мала. Между этими двумя разрывами заключен сравнительно узкий Кызыларватский блок. Последний сложен в основном третичными породами, смятыми в складки субширотного и запад-северо-западного простирания. Складки эти расположены кулисообразно друг к другу и ориентированы под острым углом к ограничивающим блок разрывам. Особенности строения северных крыльев некоторых из них позволяют предполагать наличие правосдвиговых перемещений вдоль Кызыларватского разрыва.

Западнее ст. Арчман Кызыларватский блок рассекался серией взбросов и надвигов северо-восточного простирания, которые соединяют оба обрамляющие блок разрыва и сопровождаются обширной зоной смятия (Келятинская диагональная надвиговая зона). Суммарная амплитуда вертикального перемещения вдоль этих надвигов и сопровождающих их складок достигает 3—4 км, горизонтальное перемещение в северо-западном направлении может быть еще более значительным. К юго-востоку от Келятинской диагональной надвиговой зоны амплитуда Главного разрыва Западного Копет-Дага резко падает, разрыв этот расщепляется и затухает; на юго-восточном его окончании находится Нухарская зона диагональных разрывов, которые, по данным В. Н. Крымуса, являются правыми сдвигами, косо пересекающими развитые здесь пологие субширотные брахискладки Передовой зоны. Одновременно с этим резко возрастает вертикальная (и, по-видимому, горизонтальная) амплитуда северного разрыва, который к юго-востоку от Келятинской зоны диагональных надвигов играет роль основного шва термальной зоны¹.

Таким образом, основной шов Главного разрыва на описываемом участке делает резкий коленообразный изгиб; в структуре Передовой зоны этому изгибу соответствует Арчман-Нухурский тектонический узел — серия высоко приподнятых коробчатых асимметричных брахискладок широтного и северо-восточного простирания, запрокинутых и надвинутых на северо-запад вдоль Келятинской диагональной надвиговой зоны. Складки Арчман-Нухурского узла располагаются кулисно друг к другу и являются фестончатыми вследствие крутого погружения шарниров; на это обстоятельство впервые обратил внимание В. П. Мирошниченко (1938), выделивший здесь особый тип складчатости. Вдоль Главного шва наблюдается торцовое приращение указанных складок к

¹ Термин «термальная зона» предложен П. И. Калугиным для обозначения зоны Главного разрыва вместе с приразломными складчатыми дислокациями.

моноклиналям предгорных гряд (Арчманской и Куручайской), имеющим запад-северо-западное простирание. На участке между ст. Арчман и г. Бахарден Главный разрыв является взбросо-сдвигом, плоскость которого наклонена довольно круто на юго-запад; местами она значительно выполаживается, и разрыв приобретает взбросовый характер (например, вдоль северного крыла Дагирмандагского купола). Однако на большей части разрыв сохраняет секущий характер по отношению к Передовым складкам, крутой наклон и прямолинейность плоскости сместителя; вдоль последней часто фиксируются горизонтальные штриховки, складки волочения и фестончатые асимметричные приразломные складки, свидетельствующие о правом сдвиге.

К юго-востоку от г. Бахардека, в пределах Центрального и Гяурского Копет-Дага, Главный разрыв имеет ступенчатое в плане строение. Здесь с северо-запада на юго-восток нами выделяются Актепинская, Калятинская, Маркоусская и предполагаемая Дорунгерская ступени, состоящие из сопряженных отрезков субширотного и северо-западного простирания. Первые являются взбросо-надвигами, переходящими в покровы; вторые — правыми взбросо-сдвигами, круто падающими на юго-запад. Эти разрывы ограничивают с севера и северо-востока основные антиклинальные массивы Передовой зоны Центрального и Гяурского Копет-Дага — Бахарденский, Геок-Тепинский и Ашхабадский. Антиклинальные массивы имеют брахиформный облик, сложное внутреннее строение и ориентированы косо к сдвиговым отрезкам Главного разрыва, располагаясь кулисообразно вдоль последнего. Цепь передовых антиклиналей Центрального Копет-Дага, а также расположенная южнее Главная (Ашхабад-Бахарденская) синклиналь рассечены серией диагональных разрывов северо-западного простирания, оперяющих Главный разрыв и в большинстве своем являющихся правыми сдвигами.

Наиболее крупная система диагональных разрывов Копет-Дага — Гермабская зона сдвигов — расположена на продолжении Актепинского и Арвазского диагональных отрезков Главного разрыва к юго-востоку от г. Бахардена. Гермабская зона разрывов имеет свыше 80 км в длину и более 10 км в ширину; сдвиговые перемещения по некоторым составляющим ее разрывам — Дегерменджикскому, Кызылкаинскому, Гермабскому, Бакчинскому — описаны впервые П. И. Калугиным (1946). Сдвинутые блоки в значительной степени осложнены складчатыми деформациями, связанными со сдвиговыми перемещениями: горизонтальными флексурами, фестончатыми и куполовидными складками, складками волочения, эшелонированными брахискладками. Интенсивность складчатых деформаций резко увеличивается с приближением к зоне Главного разрыва. Достоверно фиксируемая по смещению оси Главной синклинали амплитуда правосдвиговых перемещений по разрывам не превышает 2—5 км. Вертикальные перемещения по этим разрывам несравненно меньше горизонтальных и не превышают десятков или первых сотен метров.

Во многом сходное строение имеет Асельминская зона диагональных разрывов, располагающаяся вдоль Харварского отрезка Главного разрыва к югу и юго-востоку от Ашхабада. Вдоль основных разрывов этой зоны (Харварского, Хунчинского, Асельминского) также фиксируются правосдвиговые смещения, однако ввиду интенсивной складчатой переработки приразломных блоков истинную амплитуду горизонтального перемещения вдоль них подсчитать затруднительно. Смещение Енапской вертикальной флексуры вдоль Хунчинского разрыва составляет 1,5 км; вдоль Харварского разрыва наблюдаются многочисленные складки волочения, эшелонированные фестончатые и брахиформные складки, горизонтальные флексуры и ломтевидные блоки; весь этот комплекс нарушений свидетельствует о правосдвиговой деформации. В то же время по некоторым из разрывов Асельминской зоны наблюдаются весьма

существенные вертикальные перемещения. Гермабская и Асельминская зоны разрывов разбивают Передовую зону Центрального Копет-Дага на ромбовидные блоки (Бахарденский, Ашхабадский и Аладагский), последовательно сдвинутые вправо.

Правосдвиговой характер перемещений вдоль диагональных отрезков Главного разрыва Центрального Копет-Дага отражен в интенсивных приразломовых дислокациях; об этом же говорят наблюдаемые в ряде мест горизонтальные штриховки на плоскостях разрывов и смещения молодых форм рельефа. Однако суммарную амплитуду горизонтального перемещения по этим разрывам определить не удастся. Вдоль Главного разрыва Центрального Копет-Дага наблюдается также повсеместное поднятие южного крыла, достигающее 5—6 км.

К востоку от Дорунгярской ступени Главный разрыв утрачивает характер единой дизъюнктивной системы. Его продолжением мы считаем Главную флексуру Восточного Копет-Дага — региональный уступ сложного складчатого строения, протягивающийся в направлении СЗ—ЮВ 130° от бассейна р. Дорунгяр до Бадхыза. Уступ этот отделяет высокоприподнятые складчатые цепи осевой части Копетдагского складчатого сооружения от крупной относительно погруженной ступени, именуемой нами Каахкинским блоком (рис. 3). Амплитуда вертикального перемещения слоев вдоль Главной флексуры достигает 7—8 км; вместе с тем флексура эта представляет собой гигантскую зону правосдвиговых деформаций, состоящую из серии эшелонированных, кулисообразно подставляемых фестончатых складок с крутым погружением шарниров на восток и запрокидыванием северных крыльев.

Каахкинский блок по своему месту в структуре складчатой области, по характеру деформаций и по гипсометрическому положению является промежуточным между осевой частью складчатого сооружения и Предгорной зоной. Располагаясь севернее Главного уступа, этот блок является структурным аналогом Кызыларватского блока, хотя и существенно отличается от последнего своими размерами, приподнятостью и значительно более развитой складчатой структурой. Здесь наблюдаются четыре крупные линейные складки субширотного и запад-северо-западного простирания, располагающиеся эшелонированно вдоль Главной флексуры. Крупнейшие из них — Гяурская и Келатская антиклинали — достигают 80—90 км в длину. Это гребневидные опрокинутые на север складки, вдоль северных крыльев которых развиты крупные согласные взбросо-надвиги субширотного простирания. На юго-восточном продолжении Гяурского и Келатского надвигов располагаются соответственно Восточно-Гяурская и Меанинская складчатые зоны сдвиговых деформаций.

В целом область краевых дислокаций Копет-Дага является зоной широкого проявления правосдвиговых деформаций, выраженных как в разрывной, так и в складчатой форме. Резкие магнитные аномалии и гравитационные ступени, соответствующие этой зоне, говорят о глубинном характере ее заложения (Семенович, 1964); об этом же свидетельствует его прямолинейность и сохранение стиля дислокаций на протяжении более 500 км. Эта глубинная система взбросо-сдвиговых дислокаций продолжается, вероятно, далее на северо-запад через Балханы, Куба-даг и Апшеронский порог в пределы северо-восточного Кавказа.

Южнее Главного уступа Восточного Копет-Дага располагается серия линейных сильно сжатых и наклоненных на север складок Копетдагского антиклинория. По данным В. П. Мирошниченко и П. И. Калугина, здесь прослеживаются две системы продольных надвигов запад-северо-западного простирания. Эти продольные надвиги соединяются между собой диагональными отрезками север-северо-западного простирания, вдоль которых нами предполагаются правосдвиговые перемещения.

Одна из таких зон предполагаемых сдвигов расположена западнее г. Тава-Даг; вторая — в районе родника Дулма, она соединяет Центральную и Южную надвиговые цепи; третья система правых сдвигов предполагается нами в районе с. Иман-Гули, где с нею связана обширная горизонтальная флексура с северо-западным простиранием смыкающего крыла.

В Каракалинском районе Западного Копет-Дага субширотные линейные складки Копетдагского антиклинория косо рассечены системой диагональных разрывов северо-восточного простирания, повсеместно являющихся левыми сдвигами. Подробно изучивший их в последнее время В. Н. Крымус определяет амплитуду горизонтальных перемещений по наиболее крупным из этих разрывов в 5 км, при весьма незначительных вертикальных перемещениях. Левые сдвиги указанной зоны прослеживаются до с. Кене-Кумбиз и заходят частично в пределы Арчман-Нухурского узла.

Северо-западнее Каракалинской зоны левых сдвигов намечается широкая полоса, в пределах которой происходит резкое погружение шарниров складчатых цепей Копетдагского антиклинория, а также наблюдается кулисообразное расположение структурных носов, брахискладок и периклиналей, нередко нарушенных левыми сдвигами северо-восточного простирания. Эта полоса представляет собой обширную и несколько расплывчатую зону левосдвиговых деформаций, протягивающуюся от района с. Шерлоук на северо-восток по направлению к с. Ходжакала. Шерлоук — Ходжакалинская левосдвиговая зона является, по нашим представлениям, структурной границей между Копетдагским антиклинорием и Западнокопетдагской депрессией; отметим также связь этой складчатой зоны с системой Каракалинских левых сдвигов.

В пределах Западнокопетдаг-

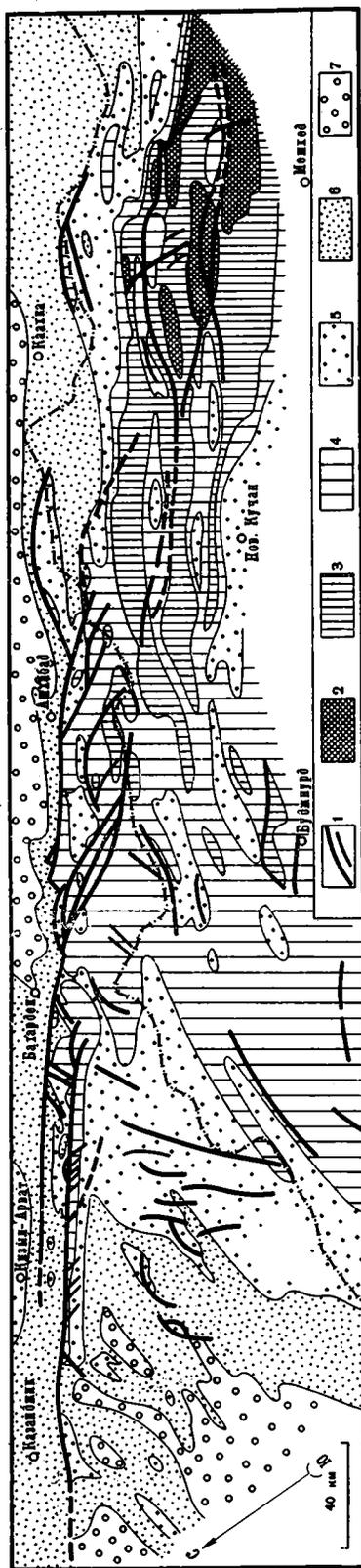


Рис. 3. Схема высотного положения поверхности нижнего баррема в Копет-Даге

1 — разрывные нарушения; 2 — положение поверхности нижнего баррема более 5 км над уровнем моря; 3 — то же, в интервале от 2,5 до 5 км над уровнем моря; 4 — то же, от 0 до 2,5 км над уровнем моря; 5 — то же, от 0 до 2,5 км ниже уровня моря; 6 — то же, от 2,5 до 5 км ниже уровня моря; 7 — то же, более 5 км ниже уровня моря

ской депрессии ввиду преимущественного развития пластичных толщ разрывы не имеют широкого распространения. На ее большей южной и юго-западной части вообще не закартировано сколько-нибудь значительных разрывов. В центральной части депрессии наблюдается серия брахиантиклинальных складок субширотного простирания, наклоненных на север. Ядра этих складок сложены меловыми отложениями и обычно сложены разрывными нарушениями незначительной протяженности и амплитуды. Вдоль крутых северных крыльев брахиантиклиналей Сеит-Кердери, Синджоу, Исак, Дойрун, Бакча и Куйляр развиты согласные взбросы субширотного простирания. На периклиналях складок они либо затухают, либо сопрягаются с диагональными сдвигами; при этом на восточных периклиналях наблюдаются правые сдвиги северо-западного простирания, а на западных периклиналях развиты левые сдвиги северо-восточного простирания; последние встречаются чаще и достигают более крупных размеров. В пределах Тргой-Синджоуской антиклинальной зоны В. П. Калугин откартировал серию секущих правых сдвигов значительной протяженности, но малой амплитуды.

Заслуживает внимание также взаимное расположение описанных выше брахискладок Западного Копет-Дага. Антиклинали Исак, Дойрун, Сеит-Кердери, Куйляр, Бакча и Даната образуют прямолинейную зону северо-западного простирания. Длина этой зоны, именуемой нами Исак-Бакчинской, превышает 150 км при ширине до 10—15 км; отдельные брахиантиклинальные массивы, входящие в ее состав, имеют сходное геологическое строение и располагаются кулисообразно друг к другу. Простирание осей брахиантиклиналей близко к широтному и составляет острый угол с простиранием всей отмеченной зоны в целом (СЗ—300°). Кулисный характер внутреннего строения Исак-Бакчинской антиклинальной зоны позволяет считать ее зоной правосдвиговых деформаций в понимании А. В. Лукьянова (Буртман и др., 1963). Простирание этой зоны близко к простиранию Главного шва Западного Копет-Дага. Полоса брахиантиклиналей отделена от Передовой антиклинальной цепи системой пологих синклиналей.

В северной части Западнокопетдагской депрессии не фиксируется крупных разрывов, рвущих на дневной поверхности осадочный чехол. Здесь развиты диагональные (северо-восточного простирания) линейные и коробчатые складки, выполненные третичными и верхнемеловыми породами и разделенные упоминавшимися выше плоскодонными депрессиями. Небольшие разрывы картируются здесь на южном крыле Эйшемской антиклинали, на северном крыле Данатинской складки и в северной части Эзет-Қарағёзской складчатой зоны. Все они играют подчиненную роль в складчатой структуре района, имеют незначительную амплитуду и носят явно поверхностный характер.

3

Приведенная выше характеристика главнейших разрывов Копет-Дага позволяет наметить четкую закономерность между ориентировкой их плоскости и характером перемещения крыльев. Повсеместно разрывы широтного и запад-северо-западного простирания являются надвигами, взбросами или поддвигами; разрывы северо-западного направления — правыми сдвигами; вдоль диагональных разрывов северо-восточного простирания, как правило, фиксируются левосдвиговые перемещения. По разрывам промежуточной ориентировки происходят обычно смешанные подвижки (например, сдвиго-надвиговые перемещения вдоль Главного разрыва Западного Копет-Дага, взбросо-сдвиговые — вдоль Маркоусского отрезка Главного разрыва Центрального Копет-Дага). В ряде случаев удается наблюдать непосредственное сопряжение сдвиговых и надвиговых разрывов в виде единого ломаного (ступенчатого или тра-

пещевидного) шва. Все это, несомненно, говорит о том, что как надвиги, так и сдвиги обоих направлений являются сопряженными трещинами скальвания, образовавшимися при разрешении единой системы тангенциальных напряжений с направлением основного сжатия, близким к меридиональному. Эта мысль впервые была высказана Г. П. Горшковым (1947) применительно к Центральному Копет-Дагу. За последнее время в литературе появились описания подобных сочетаний разрывов во многих складчатых областях различного возраста (Лукиянов, 1963; Трифионов, 1964 и др.).

Следует отметить также чрезвычайно тесную связь разрывных и складчатых нарушений в описываемом районе. В одних случаях наблюдается подчиненность разрывов складчатым формам (например, небольшие сдвиги на северном крыле Куйлярской антиклинали; диагональный надвиг вдоль северо-западной периклинали хребта Маркоу). В других, наоборот, складчатые формы являются локальными и приурочены к зонам разрывных нарушений (складчатый орнамент вдоль Гермабской и Асельминской зон диагональных сдвигов; фестончатые синклинали вдоль сдвиговых отрезков Главного разрыва; принадлежковые гребневидные антиклинали в зонах Келятинского и Гяурского взбросов и др.).

Значительно чаще, однако, удается наблюдать сочетание складчатых и разрывных форм одного порядка, образующих совместные структурные рисунки. Таковы, например, надвиги, сдвиги и взбросы вдоль северных крыльев Гяурской, Исакской, Тырновской и многих других антиклиналей. Складчатые массивы Передовой цепи Центрального Копет-Дага закономерно вписываются в структурный рисунок Главного шва. Существует несомненная закономерность также во взаимном размещении горизонтальных ступеней Главного шва и отдельных складок Предгорной зоны.

Парагенетические связи складчатых и разрывных форм одного порядка со всей очевидностью выступают в тех случаях, когда наблюдаются взаимопереходы их друг в друга по простиранию. Так, на восточном продолжении Гяурского надвига наблюдается Агматская вертикальная флексура. Отдельные сдвиги Гермабской зоны сопрягаются в единые сдвиговые линии через горизонтальные флексуры (например, Кызылкаинский и Дегерменджикский; Гермабский и Коусский). Восточно-Келатская система правых сдвигов замещается на восток Меанинской складчатой зоной правосдвиговых деформаций. Такие же замещения наблюдаются и в одной из крупнейших структурных линий Копет-Дага — в системе Главного шва, где главная флексура Восточного Копет-Дага подставляет на восток главный разрыв Центрального Копет-Дага.

Таким образом, складчатые и разрывные системы в ряде случаев ведут себя как взаимозаменяемые структурные формы; внутреннее строение и морфология их существенно различны, но направление и характер перемещений по ним остаются постоянными. В Копет-Даге можно выделить различные структурные системы, связанные единством генезиса и являющиеся как бы «структурными фациями». Таковы, например, вертикальные флексуры, взбросы и гребневидные линейные складки; складчатые зоны сдвиговых деформаций и зоны сдвиговых разрывов.

Линейные складки и продольные по отношению к ним надвиги, взбросы и вертикальные флексуры объединяются нами в линейно-надвиговый парагенетический структурный комплекс; сдвиги, зоны сдвиговых деформаций, горизонтальные флексуры, второстепенные складчатые и разрывные элементы сдвиговых зон — в диагонально-сдвиговый комплекс. Внутри последнего различаются структуры правого и левого сдвига; ось их симметрии направлена вдоль оси максимального сжимающего напряжения.

Структуры обоих комплексов не встречаются изолированно, а тесно переплетены друг с другом; они являются двумя формами геологического проявления субмеридионального сжатия в структуре Копет-Дага. Этим объясняется их строго закономерное расположение друг относительно друга. В то же время в разных структурных областях Копет-Дага наблюдается различное соотношение обоих комплексов. В структуре Северо-Копетдагской шовной зоны преобладают деформации правого сдвига, тогда как структурный рисунок внутренних частей Копет-Дага определяется в основном линейно-надвиговыми элементами.

В размещении основных разрывных и складчатых систем на Копет-Даге есть ряд закономерностей, главнейшие из которых отмечены в работах В. Н. Огнева (1937), Г. И. Каляева (1946) и П. И. Калугина (1946, 1956). Центральный и Восточный Копет-Даг являются областью широкого развития правосдвиговых деформаций, охватывающих в основном краевые части складчатого сооружения, а на Восточном Копет-Даге проникающих и во внутренние тектонические зоны. Левосдвиговые деформации развиты преимущественно на Западном Копет-Даге и имеют несравненно более ограниченный размах. Правые и левые сдвиги Копетдагского антиклинория, по-видимому, связаны с неравномерным распределением максимального сжатия при образовании Копетдагской складчатой дуги; «максимальный стресс», как это отмечалось в работах Г. И. Каляева (1946), был направлен в район Арчман-Нухурского узла и несколько западнее. В наиболее общем виде левые сдвиги Западного Копет-Дага, правые сдвиги Центрального Копет-Дага и взбросо-сдвиги шовной зоны образуют трапециевидный структурный рисунок, подобный тому, который в миниатюре наблюдается вдоль северных частей отдельных брахискладок Западного Копет-Дага. Те же трапециевидные очертания усматриваются и в конфигурации всего Копетдагского антиклинория, ограниченного с северо-запада Каракала-Шерлоукской системой левосдвиговых деформаций, а с северо-востока правосдвиговой системой кулисных складок Передовой и Промежуточной антиклинальных цепей Центрального Копет-Дага. Во фронтальных и внутренних частях антиклинория развиты линейные складчатые цепи. Трапециевидное расположение структур сжатия, правого и левого сдвига характерно для складчатых областей, структура которых формировалась под воздействием горизонтального сжатия (Буртман, Лукьянов, Пейве, Руженцев, 1963).

Отмеченная выше неравномерность в развитии правых и левых сдвигов на Копет-Даге связана, очевидно, с особенностями глубинной (доальпийской) тектоники региона. Представляется, что на всем протяжении альпийского орогенеза Копет-Даг был ограничен с северо-востока шовной зоной глубинного заложения, которая была ориентирована косо к фронту максимальных сжимающих напряжений и служила как бы экраном для их дальнейшего проникновения на север. Разрядка этих напряжений вблизи экранирующей зоны вызвала формирование сложных и напряженных дислокаций краевой части Копет-Дага. Северо-Западная ориентировка ограничивающей Копет-Даг глубинной зоны привела в условиях общего субмеридионального сжатия к широкому развитию здесь структур взброса и правого сдвига. Косое расположение этой зоны к фронту альпийской складчатости вызвало асимметрию всего складчатого сооружения с максимальным сжатием и сужением его на востоке. Таким образом, мы приходим к выводу о существенном влиянии края Каракумской платформы на деформацию краевых частей Копет-Дага, высказанному в общей форме В. Н. Огневом (1937). Не следует, однако, говорить о Каракумской плите, как о «жестком упоре», препятствовавшем перемещению складчатых масс Копет-Дага в северном направлении. Области эти разделены глубоким Предкопетдагским прогибом, выполненным неметаморфизованными мезо-кайнозойскими отложениями.

Палеозойский фундамент, опущенный здесь на глубины более 10—12 км ниже уровня моря, вряд ли мог оказать существенное механическое воздействие на структуру альпийского этажа. Наоборот, ряд данных заставляет предполагать, что альпийская структура является в значительной степени поверхностным образованием, отделенным от более глубоких частей литосферы базальным горизонтом срыва.

4

Обратимся теперь к характеристике мелких разрывов и крупных трещин, сплошной сеткой покрывающих всю территорию Копет-Дага. Эти элементы разрывной тектоники изучались нами совместно с А. С. Бирман, М. Л. Коппом и В. Д. Скарятиним как путем дешифрирования аэрофотоснимков, так и непосредственными полевыми наблюдениями.

Наиболее распространенной системой трещин и мелких разрывов в пределах советской части Копет-Дага является система крутопадающих прямолинейных сколовых трещин север — северо-западного простирания. Вдоль большинства из них фиксируются правосдвиговые перемещения; борозды скольжения обычно горизонтальны или наклонены до 10—30° в южных румбах. Трещины указанной системы образуют местами зоны повышенной трещиноватости, превосходно дешифрируемые на аэрофотоснимках; такие зоны наблюдаются на восточных склонах хребтов Душак и Мирза-Даг, в западной части хребтов Маркоу, Ули-Депе, Мурад-Керрик и в ряде других мест Копет-Дага.

С этой системой трещин и разрывов ассоциируются трещины северо-восточного простирания, также крутые и прямолинейные; по ним часто наблюдаются левосдвиговые перемещения или штриховки. Трещины эти заметно сгущаются в западной части Копетдагского антиклинория, вблизи Каракалинской зоны левых сдвигов.

Довольно широко распространены также надвиговые трещины, наклоненные на юг. Поверхности этих трещин обычно волниста, углы наклона ее к горизонту часто существенно изменяются (от 10 до 80°), иногда в одном и том же обнажении. Простирание штриховок на плоскости сместителя обычно сохраняется почти неизменным, колеблясь от 0 до 20° ССВ. Значительно реже наблюдаются надвиговые трещины с наклоном на север. Трещины отрыва встречаются редко и заполнены кварцево-кальцитовыми прожилками; как правило, они имеют субмеридиональное простирание. Иногда встречаются сдвиго-надвиговые трещины; простирание штриховок на них диагонально к линии падения.

Нередко удается наблюдать в одном и том же обнажении все четыре системы трещин, характер перемещений вдоль которых фиксирован штриховкой или непосредственными геологическими наблюдениями. В отдельных случаях видно, как по мере изменения ориентировки одной и той же трещины в пространстве закономерно изменяется характер перемещения по ней. Наличие подобных закономерностей между простиранием трещин и характером перемещения вдоль них является признаком их совместного образования в результате горизонтального сжатия, ориентированного нормально к простиранию надвиговых трещин (Лукьянов, 1963). Для Восточного и Центрального Копет-Дага направление главного сжатия составляет 10—20° СВ, для Западного Копет-Дага оно ближе к меридиональному. Сколовые трещины образуют с направлением максимального сжатия угол от 20 до 40°. Построениями на круговых диаграммах, произведенными В. Д. Скарятиним по методу М. В. Гзовского, установлена следующая ориентировка оси максимального сжатия эллипсоида деформации (σ_3): хребет Трой — С 1° угол 6°;

массив Мирза-Даг — С 1° угол 30° ; г. Чеш-депе — ЮВ 171° угол 1° ; родник Терсакан — ЮЗ 187° угол 18° .

В ряде мест расположение мелких разрывов и трещин отличается от описанного выше. Так, в пределах северо-западного Копет-Дага М. Л. Коппом и нами отмечено значительное количество мелких разрывов и трещин, среди которых имеются надвиги и покровы северо-восточного простириания, левые сдвиги субмеридионального направления и (значительно реже) субширотные разрывы, являющиеся предположительно правыми сдвигами. Эти системы трещин и разрывов также являются сопряженными, что подчеркивается наличием взаимопереходов между ними (например, переход левого сдвига в покров на южном крыле Эйшемской антиклинали). Вектор максимального сжимающего напряжения при образовании этих разрывов был ориентирован, очевидно, в северо-западном ($330\text{—}340^\circ$) направлении, т. е. перпендикулярно к простирианию основных складчатых структур северо-западного Копет-Дага.

Сходные системы трещин различной морфологии (субмеридиональные левые сдвиги, надвиги северо-восточного направления и трещины отрыва северо-западного простириания) развиты в пределах Арчман-Нухурского тектонического узла, особенно вблизи Келятской диагонально-надвиговой зоны. Определенное В. Д. Скарятиним на диаграмме направление σ_3 для зоны Келятского надвига составляет ЮВ 105° угол 9° . Надвиги северо-восточного направления наблюдаются также на северо-западном погружении хребтов Маркоу, Ули-Топа, Мурад-Керрик и в ряде других мест Передовой зоны Копет-Дага.

Описываемое частное поле напряжений с северо-западной ориентировкой максимального сжатия приурочено к зонам диагональных складок, широко развитых в пределах краевых частей Копет-Дага, особенно в западной его половине. Зоны диагонального смятия располагаются обычно в северо-западных частях крупных антиклинальных массивов и сдвинутых блоков, ограниченных с северо-востока (а иногда и с юго-запада) сдвиговыми швами или зонами сдвиговых деформаций. Структурные элементы присдвиговых зон тесно переплетаются с элементами диагональных зон смятия, а время усиленного развития диагональных складок и разрывов (верхний плиоцен-антропоген) соответствует времени особенно интенсивных сдвиговых подвижек. Все это свидетельствует о тесной генетической связи структур диагонального сжатия с правыми сдвигами.

По-видимому, диагонально-надвиговые структуры Копет-Дага (и соответствующее частное поле напряжений) следует считать вторичными образованиями, связанными с перемещениями сдвинутых блоков в северо-западном направлении вдоль правосдвиговых швов краевой части Копет-Дага. Так, Чулинская зона диагонального смятия возникла при перемещении Ашхабадского антиклинального массива Передовой зоны вдоль Маркоусского отрезка Главного разрыва; Арчман-Нухурская зона диагональных складок и надвигов, Келятская диагонально-надвиговая зона образовались вследствие перемещения на северо-запад Бахарденского блока Центрального Копет-Дага; наконец, диагональные складки Северо-западного Копет-Дага отражают, видимо, процесс общего перемещения Копет-Дага по системе правосдвиговых дислокаций шовной зоны.

Заканчивая обзор предварительных данных о полях напряжений в Копет-Даге, необходимо упомянуть о наличии еще одной системы трещин, обнаруженной В. Н. Крымсом и нами в районе хребта Мирза-Даг и к западу от него. Здесь развиты протяженные трещины и разрывы субширотного простириания, вдоль которых, по данным В. Н. Крымса, местами наблюдается левый сдвиг незначительной амплитуды. Тем же исследователем к югу от Арчман-Нухурского узла зафиксированы правосдвиговые перемещения вдоль субмеридиональных разрывов, рассекающих южное крыло Арвазской синклинали. По-видимому, здесь мы

имеем дело с воздействием третьей системы напряжений, в которой максимальное сжатие, также лежащее в горизонтальной плоскости, ориентировано на северо-восток. Эти напряжения играли, видимо, подчиненную роль в структуре Копет-Дага и не привели к образованию зон смятия северо-западного простирания; влияние их можно усматривать в северо-западной ориентировке Передовой антиклинали Западного Копет-Дага и некоторых надвиговых структур, окаймляющих ее с северо-востока (например, Экизский надвиг).

5

Данные о возрасте складок и разрывов не противоречат выводу о совместном формировании всех основных элементов структуры Копет-Дага в результате единого процесса бокового сжатия. С одной стороны, многочисленные факты говорят о наложенном характере сдвигов, диагональных и присдвиговых складок по отношению к структурам общекопетдагского простирания. Вместе с тем специальные палеоструктурные исследования привели нас к выводу о достаточно древнем возрасте заложения основных элементов сдвиговой тектоники Копет-Дага. Сдвиговые отрезки главного разрыва и расположенные вдоль них кулисные ряды антиклиналей Предгорной и Передовой зон в значительной степени оформились в доакчагыльское время. Предакчагыльским является также возраст наиболее существенных элементов диагональных зон сжатия, хотя последние были сильно омоложены и переработаны в последующие фазы складчатости. И наоборот, имеются убедительные геолого-геоморфологические доказательства молодого возраста многих линейных складок и разрывов. Поэтому мы считаем, что все основные элементы структуры Копет-Дага формировались совместно, но с различной интенсивностью в разное время. На ранних стадиях формирования складчатого сооружения особенно энергично развивались линейные структурные элементы; дальнейшее развитие структуры происходило главным образом за счет обогащения ее диагонально-сдвиговыми и диагонально-надвиговыми формами. Переломный момент в развитии складчатой структуры Копет-Дага связывают обычно с предакчагыльским временем, когда произошло энергичное складкообразование, поднятие сформированных складок и выведение их на дневную поверхность процессами денудации.

Некоторые данные также позволяют судить об удивительном постоянстве динамической обстановки на всем протяжении формирования складчатой структуры Копет-Дага. Так, в пределах Восточного и Гяурского Копет-Дага нам совместно с А. С. Бирман удалось наблюдать системы сопряженных сколовых трещин, дислоцированных при последующем наклоне слоев; восстановление их ориентировки до начала смятия слоев в складки говорит о том же субмеридиональном направлении основного сжатия, что и в период последующего образования складок и крупных разрывов. Поскольку зарождение складчатых структур на обследованных участках везде относится по крайней мере к среднему плиоцену (а возможно, и гораздо более раннему времени), то восстановление напряжений, действовавших на горизонтально залегающие слои, воссоздает нам динамическую обстановку начала плиоцена — конца миоцена.

В сходной динамической обстановке находится Копет-Даг и в современную эпоху. На обширных четвертичных равнинах Центрального Копет-Дага и его предгорий нами совместно с М. Л. Коппом и В. Г. Трифоновым зафиксирована сложная сеть сейсмогенных трещин и разрывов, возникших при современных и древних катастрофических землетрясениях. Изучение этих трещин и разрывов показало, что сочетания их часто повторяют в миниатюре структурные рисунки, образуемые крупными разрывами в геологической структуре Копет-Дага. Здесь имеются

правые и левые сдвиги, надвиги и сбросы, причем первые имеют северо-западное простирание, вторые (развиты значительно меньше) — северо-восточное; надвиги ориентированы субширотно или на СЗ 290° , а сбросы и раздвиги образуют грабенообразные зоны с простиранием СВ 20° (Копп и др., 1964). Происхождение наиболее молодых трещин связано с Ашхабадским землетрясением 1948 г., в очаге которого, по данным Д. Н. Рустановича (1963), имело место субмеридиональное сжатие. Повторные триангуляции установили перемещение эпицентральной области Ашхабадского землетрясения на север — северо-восток, в несколько раз превышающее вертикальное перемещение за то же время.

Все изложенное говорит о решающей роли тангенциального субмеридионального сжатия в формировании структуры альпийского этажа Копет-Дага. Имеющиеся данные не позволяют судить о том, распространялась ли установленная система напряжений на значительную глубину, или действие ее ограничивалось поверхностными частями литосферы. Укажем, однако, на бесспорную связь между степенью сжатия и амплитудой вертикальных перемещений всего складчатого сооружения в целом (см. рис. 2). Это позволяет предполагать, что общая глыбово-складчатая структура Копет-Дага и внутренняя складчато-разрывная структура его альпийского этажа тесно связаны генетически и являются производными единой динамической обстановки, проявляющейся на разных глубинных уровнях в различной геологической форме.

ВЫВОДЫ

Как складчатая, так и разрывная структура Копет-Дага представляют собой парагенез структурных элементов, сформировавшийся в неоген-четвертичное время в условиях единой динамической обстановки при решающем воздействии горизонтального сжатия. Основное поле напряжений на всем протяжении складчатого процесса сохранялось относительно постоянным, причем ось максимального сжатия была ориентирована в субмеридиональном направлении. Разрешение этой системы напряжений в формах сжатия и сдвига привело к формированию двух основных структурных парагенетических комплексов: линейно-надвигового и диагонально-сдвигового. Первый резко преобладает во внутренних тектонических зонах Копет-Дага, второй определяет стиль дислокаций Северо-Копетдагской шовной зоны и краевых частей Копетдагского антиклинория.

Наличие глубинного шва, отделяющего складчатую область от расположенной севернее молодой платформы, оказало большое влияние на структуру всего складчатого сооружения и в особенности краевых его частей. Этот шов представляется нам в виде обширной зоны глубинного заложения, сформированной еще до начала альпийского орогенеза и послужившей как бы экраном для проникновения альпийских складчатых деформаций в область Каракумской платформы. Косое положение этой глубинной зоны по отношению к фронту альпийской складчатости определило неравномерную степень сжатия и приподнятости складчатого сооружения.

Северо-западная ориентировка глубинной зоны в общем поле альпийских напряжений создала благоприятные условия для развития в краевых частях Копет-Дага правосдвиговых и взбросовых деформаций, определивших стиль тектоники альпийского этажа в пределах Северо-Копетдагской шовной зоны. Вследствие этого создались неодинаковые условия для развития правых и левых сдвигов внутри диагонально-сдвигового комплекса, что привело к резкому усилению асимметрии Копет-Дага. По системе правых сдвигов и зон сдвиговых деформаций Копет-Даг и в особенности Передовая его зона оказались ступенчато перемещенными на северо-запад. Во фронтальных частях сдвинутых блоков возникли ча-

стные (вторичные) поля напряжений с северо-западной ориентировкой главного сжатия и сформировались системы диагональных складок северо-восточного простирания.

Развитие структур линейно-надвигового и диагонально-сдвигового комплекса происходило совместно, но с увеличением роли последних по мере развития складчатой структуры и выхода ее на дневную поверхность. Результатом этой внутренней перестройки (особенно энергичной в верхнеплиоценовое время) являются многочисленные случаи наложения диагональных сдвигов и складок на более древние линейные элементы структуры.

Указанные закономерности следует учитывать при проведении геолого-съёмочных работ на Копет-Даге, а также при анализе размещения, морфологии и возраста нефтеперспективных структур в депрессионных частях Копетдагского складчатого сооружения и в обрамляющих его прогибах. Соотношения общего и частных полей напряжений и образующихся при этом трещин и разрывов разного возраста и морфологии могут также помочь в ориентировании поисковых работ на рудные полезные ископаемые.

Литература

- Еуртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. ГИН, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, т. 3 и 4. Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скальвающих напряжений. Вестн. МГУ, № 1, 1947.
- Калугин П. И. О диагональных разрывах Копет-Дага. Советская геология, № 11, 1946.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. Ин-та геологии АН ТуркмССР, т. I, 1956.
- Каляев Г. И. Тектоника Арчман-Нухурского района хр. Копет-Дага. Тр. Туркм. геол. управл. № 1, 1945.
- Каляев Г. И. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и ее связь со складчатыми структурами. Госгеолиздат, 1946.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1964.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры», Тр. ГИН, вып. 80, АН СССР, 1963.
- Мирошниченко В. П. Об особом типе складчатости, установленном в Арчман-Нухурском районе хребта Копет-Даг ТуркмССР. Зап. Минералог. о-ва, ч. 67, № 1, 1938.
- Мирошниченко В. П. Геологическое строение северо-восточного Хорасана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1947.
- Никшич И. И. От Казанджика до кол. Куйляр. Тр. Глав. геол.-разв. упр., вып. 25, 1931.
- Огнев В. Н. Тектоника Туркменской ССР. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 2, 1937.
- Огнев В. Н. О покровных структурах в Копет-Даге. Проблемы советской геологии, № 9, 1937.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., Сб. «Структура земной коры и деформации горных пород», 1960.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Рустанович Д. Н. К вопросу о механизме Ашхабадского землетрясения 1948 г., по материалам геофизических исследований. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Семенович В. В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. Сов. геология, № 5, 1964.
- Трифонов В. Г. Ассоциации верхнеплиоценовских структур Северного Прибалхашья. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», М., 1964.

KOPET-DAG FAULTS AND THEIR RELATION WITH THE FOLDED STRUCTURE

Both the faults and folded structure of Kopet-Dag are closely related with the paragenesis of structural elements formed during the Neogene-Quaternary time under the resolute influence of the submeridional compression. Along the northern margin of the folded formation in the limits of the rectilinear sutural zone of the north-western strike mainly the structures of the right lateral faults are developed; linear folds of the longitudinal compression are located in the linear parts of the folded formation. During the displacement of large blocks towards the north-west according to the system of the right lateral faults of the sutural zone in the marginal parts of the western Kopet-Dag diagonal zones of the linear folds connected with secondary tectonic tension fields are formed. The prevalence of the right lateral faults in the marginal parts of the Kopet-Dag seems to be related to the peculiarities of the deep-seated structure of the Earth's crust.

Moscow State University

УДК 551.243.3

Е. И. ПАТАЛАХА

МЕХАНИЗМ СМЯТИЯ В СКЛАДКУ МОЩНОГО ПОКРОВА НЕРАССЛАНЦОВАННЫХ ФЕЛЬЗИТ-ПОРФИРОВ

I. ВВЕДЕНИЕ

Условием, необходимым для возникновения складок в толщах горных пород, как известно, принято считать слоистость или сланцеватость, то есть плоскостную механическую анизотропию (Пэк, 1939, 1960; Ажгирей, 1956). В то же время известен ряд примеров участия в напряженных складках крупных масс эффузивных образований, характеризующихся обычно массивно-однородным сложением, а следовательно, и достаточно ясно выраженной изотропией своих механических свойств. Такие случаи, как правило, только фиксируются в геологических документах. Сам механизм смятия в складку мощных однородных тел, судя по литературным источникам, почти не изучался. Вот почему А. В. Пэк, рассматривая этот вопрос, писал: «Во всех случаях установленного участия в складчатости мощных тел более или менее однородных пород, например изверженных, генетический тип такой деформации заслуживает самого внимательного изучения» (1960, стр. 24).

При разведке одного из гидротермальных месторождений на южном склоне Джунгарского Алатау автору представилась возможность детально изучить особенности трещинно-разрывной тектоники складки, сложенной мощным покровом фельзит-порфиоров. Результаты проделанной работы и составили предмет настоящей статьи.

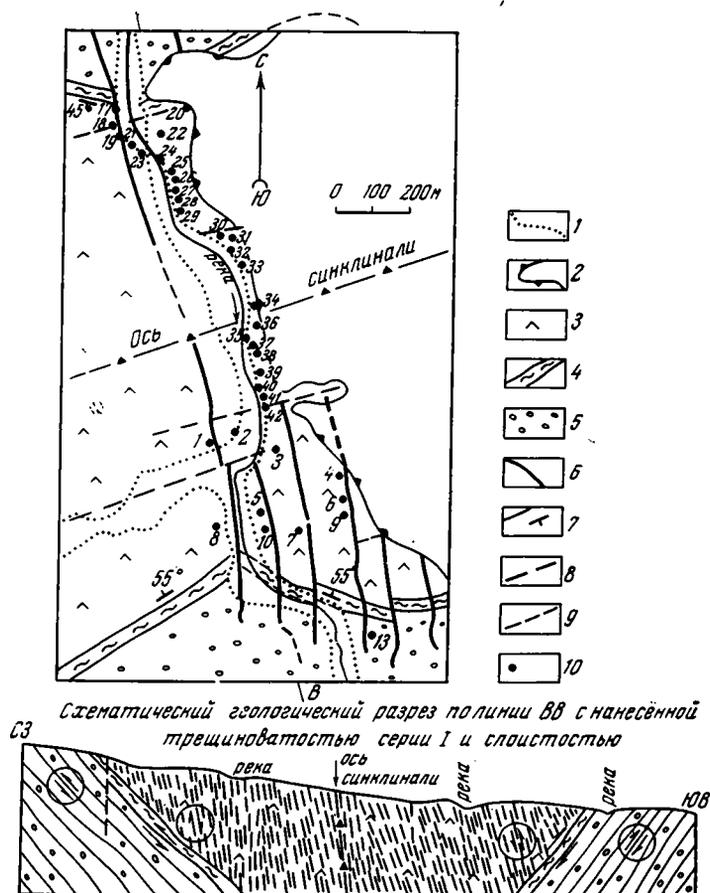
Район сложен дислоцированными осадочно-эффузивными породами, относимыми к карбону и перми. Он завершил свое орогеническое развитие в предмезозойское время.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Исследованный участок представляет собою субширотную сравнительно сжатую синклираль, сложенную самыми молодыми породами, венчающими разрез палеозоя, — пермскими фельзит-порфирами и осадочной серией (рис. 1). В ядре синклинали залегают фельзит-порфиры. Это — однообразные массивные породы фиолетовой окраски со стекловатой или фельзитовой основной массой и незначительной примесью (около 3—5%) короткопризматических фенокристаллов кислого плагиоклаза и калишпата. Размер фенокристаллов составляет 1—3 мм по длинной оси. Полевые шпаты порфировых вкрапленников не обнаруживают сколько-нибудь заметной ориентировки. В южном крыле синклинали в породах иногда фиксируются рассеянные листочки биотита размером до 2 мм в поперечнике. В отличие от фенокристаллов полевых шпатов листочки слюды иногда обнаруживают некоторую упорядоченность, вызванную флюидалностью лав.

В основании фельзит-порфиоров выделяется горизонт флюидалных разностей, прослеживающийся по простиранию на многие сотни метров как в северном, так и в южном крыльях складки. Мощность его составляет около 20 м. Переход флюидалных разностей в массивные фель-

зит-порфиры постепенный. Флюиальность обусловлена чередованием полосок, обогащенных либо полевым шпатом, либо кварцем. Порода сильно развальцована в плоскости флюиальности, а местами превращены в желтовато-зеленоватые разности, благодаря интенсивному проявлению процессов серицитизации и окварцевания. Наконец, в самом основании горизонта, вдоль контакта с подстилающей осадочной



Схематический геологический разрез по линии ВВ с нанесённой трещиноватостью серии I и слоистостью

Рис. 1. Геологическая карта района

1 — контур рыхлых отложений (Q); 2 — граница распространения глин и галечников (Tr); 3 — фельзит-порфиры (P_2); 4 — флюиальные фельзит-порфиры (P_2); 5 — пестроцветные конгломераты и песчаники (P_1); 6 — дайки порфиритов; 7 — контакты пород и элементы их залегания; 8 — разрывные нарушения; 9 — предполагаемые контакты пород; 10 — пункты замера трещиноватости

серией, проходит тектоническое нарушение, выраженное зеркалами скольжения и глиной трения мощностью 1—2 м. Судя по тому, что горизонт флюиальных фельзит-порфиров при своей незначительной мощности сохраняется на значительных расстояниях по простиранию, можно думать, что это нарушение — межпластового или, точнее, межформационного типа.

По данным горных работ и геологического картирования, фельзит-порфиры образуют покров, смятый в простую синклиналь. Мощность покрова, судя по разрезу участка, составляет более 400 м. Возраст его условно считается верхнепермским.

Фельзит-порфиры подстилаются красноцветными конгломератами и песчаниками осадочной серии, мощность которой составляет около

300 м. Осадочная серия представлена сравнительно частым чередованием тонких пластов конгломератов с плохоокатанной изометричной галькой песчаников и порфиров, а также песчаников с единичными прослойками алевролитов. Возраст осадочной серии предположительно считается нижепермским.

За пределами площади, изображенной на рис. 1 к югу и северу осадочная серия подстилается вначале порфиритами, затем кварцевыми порфирами и, наконец, вулканогенно-обломочными породами.

Ось синклинали участка простирается в СВ направлении по азимуту 70°. Слоистость осадочных пород в северном крыле складки наклонена на юг под углом 45°, а в южном крыле — на север под более крутым углом, около 55°. Таким образом, поперечный профиль складки несколько асимметричен: осевая поверхность ее слабо наклонена к югу (см. рис. 1).

Западнее рассматриваемого района полоса фельзит-порфиров центральной части синклинали значительно шире. По мере продвижения на восток контуры ее плавно сужаются при постоянстве углов падения крыльев, что позволяет сделать заключение о воздымании шарнира складки в том же направлении под углом около 10—12°. Но на самом участке фельзит-порфиры на расстоянии около 600 м по простиранию неожиданно расширяются, хотя углы падения крыльев сохраняются прежними; однако далее к востоку они обнаруживают вновь тенденцию к сужению, аналогичному западному. Если добавить к этому, что на восточном продолжении описанные породы вскоре исчезают, то становится ясным, что участок расположен в области центриклинального замыкания синклинали и приурочен к некоторому поперечному перегибу складки, выраженному вышеотмеченным местным расширением полосы фельзит-порфиров. Судя по карте, шарнир данного отрезка складки испытывает местное воздымание к западу под углом также около 10°, как и общее воздымание его к востоку. Приблизительно к этому отрезку поперечного перегиба складки в пределах изученного участка приурочен параллельный пучок тонких (0,2—0,4 м) даек порфиритов, залегающих в общем почти вертикально и ориентированных в фельзит-порфирах по азимуту 340°, т. е. примерно поперек складки.

Дайки порфиритов осложнены разрывами, унаследовавшими поверхности их зальбандов. К этим разрывам и приурочены прожилковые рудные скопления. Следует отметить, что «рудноность» этих «сорванных даек» наблюдается только в фельзит-порфирах, где дайки являются прямолинейными. При переходе в осадочную серию дайки претерпевают ряд преломлений в зависимости от состава и мощности пластов и, сильно отклоняясь, уходят от более молодых разрывов, которые продолжают в осадочной серии по тому же направлению. Размещение промышленно важного оруденения в фельзит-порфирах и послужило поводом для детального изучения особенностей их трещинно-разрывной структуры.

III. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА ФЕЛЬЗИТ-ПОРФИРОВ

Даже при беглом осмотре обнажений бросается в глаза необычайно резкая расчлененность фельзит-порфиров тесно сближенными трещинами различных направлений и некоторая упорядоченность последних. Статистический анализ трещиноватости хорошо вскрытого речным руслом поперечного профиля синклинали показал, что, несмотря на свою кажущуюся сложность, в каждом из пунктов наблюдений трещиноватость укладывается в три отчетливо выраженные серии, практически исчерпывающие все трещины породы (рис. 2). На приведенных диаграммах эти серии помечены символами I, II, III (рис. 3).

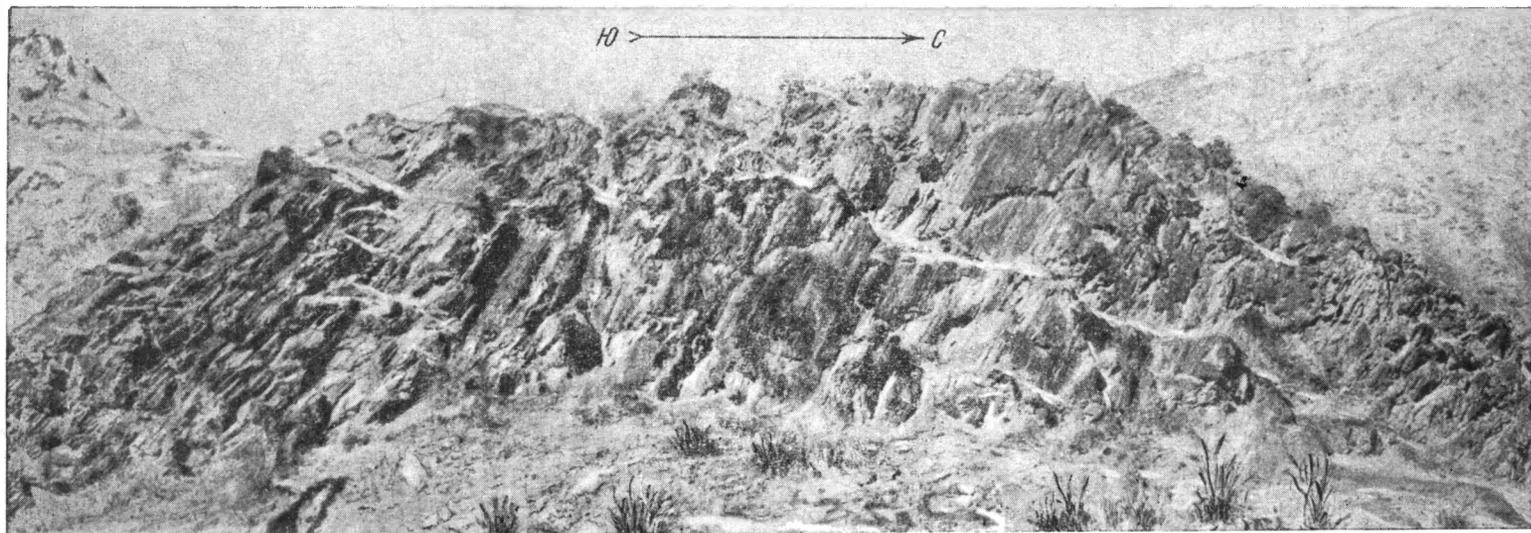


Рис. 2. (а). Обнажение фельзит-порфиров в южном крыле синклинали

Порода тонко расслоена трещиноватостью серии I (аз. прост. 70°), наклон которой с севера на юг уменьшается с 55 до 45° (снимок несколько утрирует этот эффект). Белые полого наклоненные к северу снежные полосы на снимке отмечают обнаженные площадки трещин серии III (аз. прост. 70°). В центральной части снимка отчетливо видны крупные обнаженные плоскости трещин серии II (аз. прост. 340°). Длина обнажения 25 м. 2(б) — Деталь рис. 2(а). Характер трещиноватости фельзит-порфиров. Цифрами I, II, III — помечены серии трещин. Элементарные блоки комбинируются в пакеты. Трещиноватость I осложнена флексуровидными изгибами в связи с движениями по взбросам (серия III). Размер обнажения 3×3 м
 Фото В. Бельского

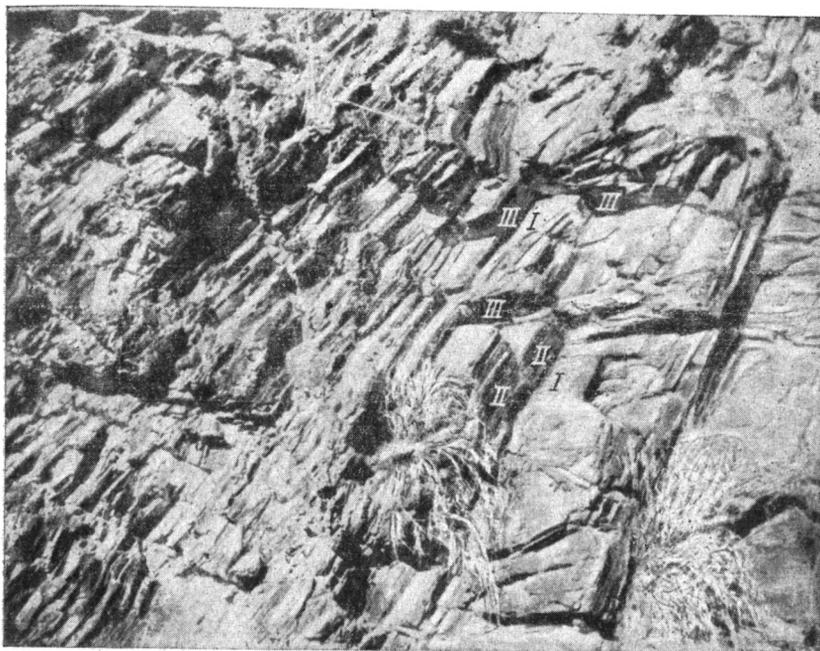


Рис. 2 (б). Подпись см. на стр. 112

На большинстве диаграмм (№ 1—10; 17—42) среднестатистические плоскости трещиноватости серий I, II, III ориентированы взаимно под углами, близкими к прямым. Наиболее отчетливо эта особенность проявляется на диаграммах массовых замеров трещин (№ 1—10). (В диаграммы № 19, 22, 23, 25 не вошли трещины серии III, а в диаграмму № 27 — II из-за недоступности трещин этих серий для точных замеров в соответствующих пунктах наблюдений). Вместе с тем на диаграммах № 17, 18, 20 и некоторых других угловые соотношения плоскостей I, II являются косыми. Однако в этих отклонениях не обнаруживается какого-либо единообразия. Острый угол I—II может быть открыт как в направлении север—юг, так и в направлении восток—запад.

Следующей особенностью трещин серий I, II, III (диаграммы № 1—10, 17—42) является их вполне ясно выраженная тенденция располагаться определенным образом в пространстве. Трещиноватость серии I простирается в СВ румбах (от 28 до 88°) и обычно круто наклонена к ЮВ (под углами 80—70° до 60 и 50°). Некоторое исключение составляют пункты наблюдений № 22, 24, 25, 26, 28, в которых плоскость I падает к северу под углами, близкими к прямому (80, 88, 72, 82 и 70°). Однако в пунктах наблюдений № 21, 23, 27, расположенных в том же интервале профиля складки, плоскость I наклонена к югу под углами 80, 58 и 83°.

На участке южного крыла синклинали (пункты наблюдений № 1—10) заметно постепенное выполаживание плоскости I по мере удаления от оси складки с севера на юг в такой последовательности:

№ диаграммы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Углы падения на юг	90°	90°	82°	63°	50°	50°	50°	47°	47°	40°

Трещины серии II простираются в СЗ румбах (от 285 до 340°) и круто падают на юго-запад (под углами 70—80°). Однако в пунктах № 17, 23, 25 и др. северного крыла складки наблюдаются некоторые азимутальные отклонения от общего простиранья трещиноватости к СЗ.

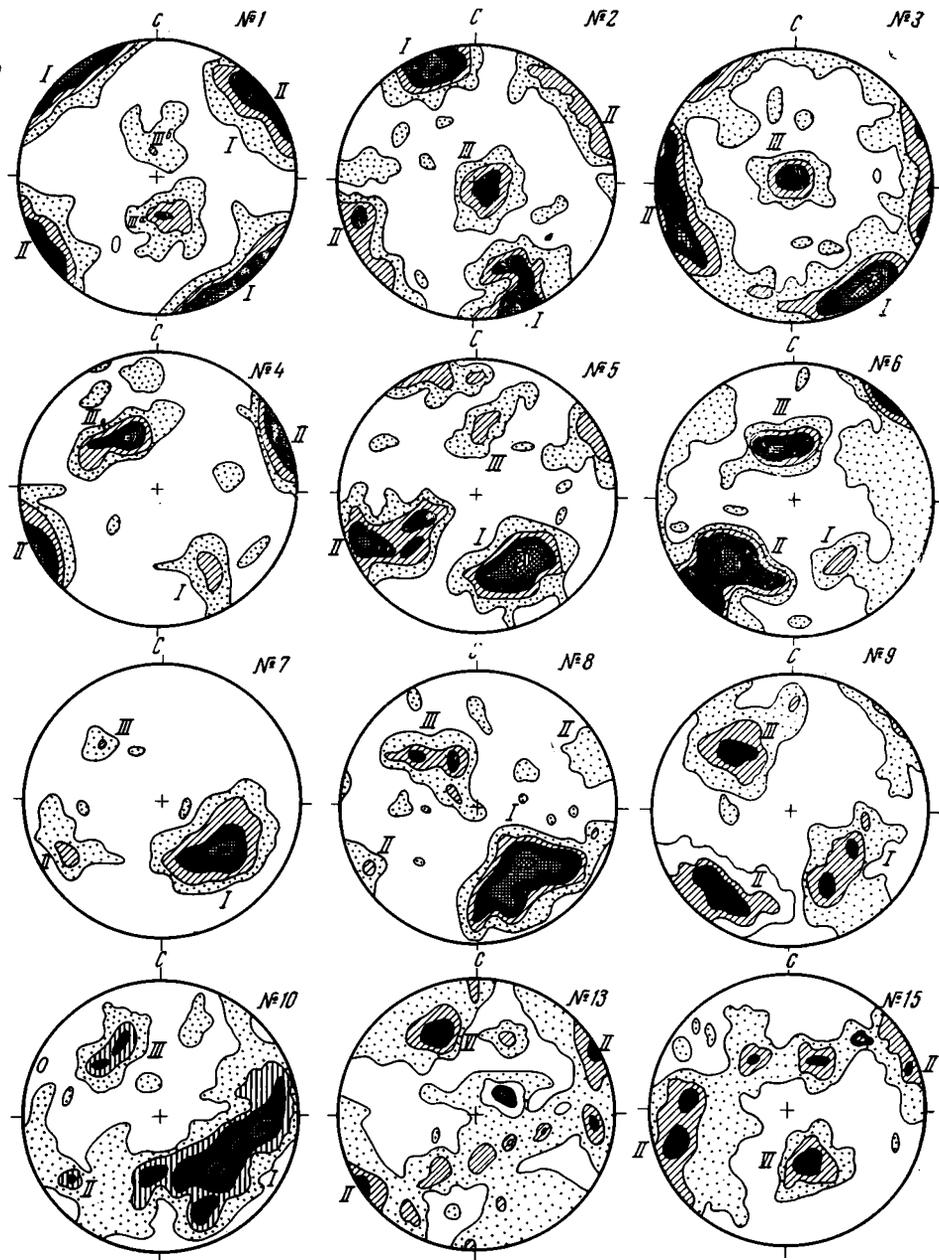


Рис. 3. Ориентирные диаграммы трещин № 1—10 и 17—42 в фельзит-порфирах, № 13, 15 в песчаниках.

Контурные диаграммы № 1—10 и 13, 15 включают трещины (первая цифра), изолинии плотностей полюсов проведены через проценты (вторая группа цифр). № 1—300, $>5>3>1,7>1>0,3$; № 2—200, $>7,5>5>2,5>1,5>0,5$; № 3—300, $>19>6,7>5>3,3>1,7>0,3$; № 4—100, $>10>5>3>1$; № 5—300, $>16,5>13,3>10>6,7>3,3>1,6>1>0,3$; № 6—200, $>7,5>5>2,5>1,5>0,5$; № 7—205, $>24,4>19,4>9,7>1,4>0,5$; № 8—200, $>7,5>5>2,5>1,5>0,5$; № 9—250, $>6>4>2>1,2>0,4$; № 10—250, $>12>8>2>1,2>0,4$; № 13—250, $>8>6>4>2>0,4$; № 15—185, $>11>5,5>3>0,6$. На диаграммах 17—42 показана среднестатистическая ориентировка плоскостей I и II, а для плоскостей III (в силу их пологих падений) нанесено только простирание; рядом отмечены углы падения. Ориентирные диаграммы построены с использованием верхней полусферы

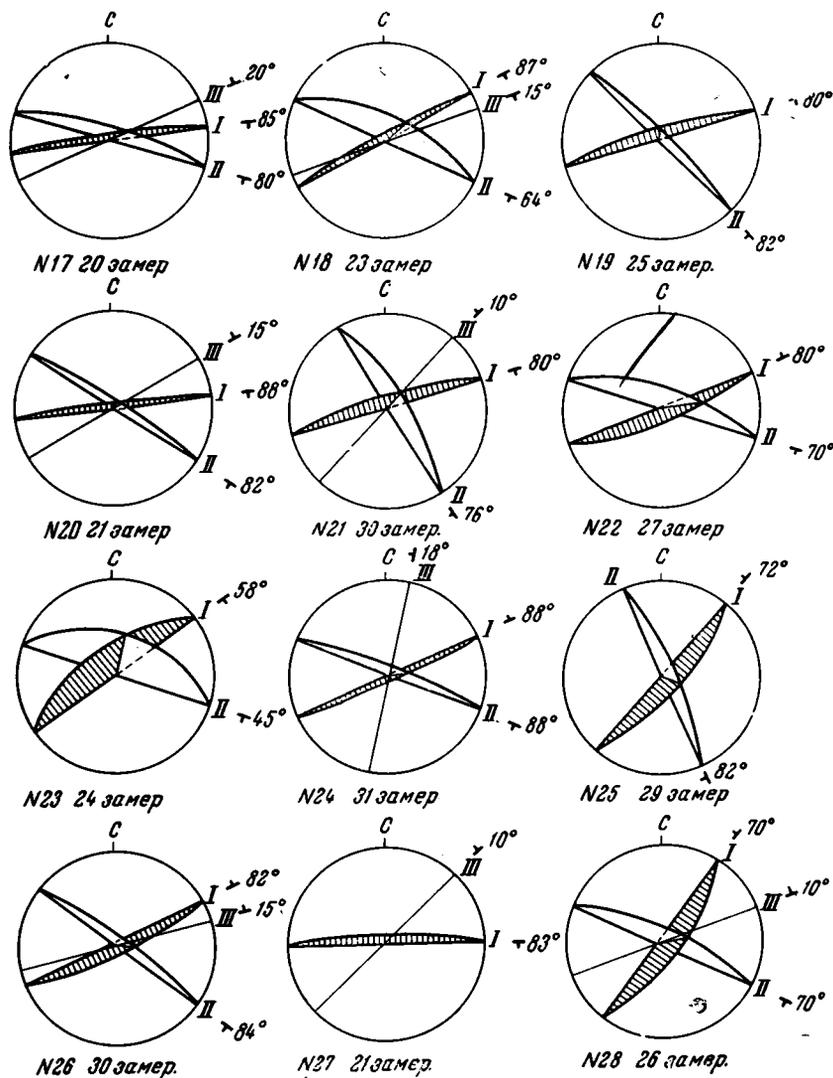


Рис. 3 (№ 17—28).

Трещины серии III простираются примерно в тех же румбах, что и серии I, но падают очень полого к северу в соответствии с южным падением серии I. Исключение составляет ранее отмеченный «аномальный» для серии I участок пунктов № 1—10 южного крыла синклинали, в котором плоскость III испытывает явную тенденцию выкручивания по мере продвижения от осевой части складки в сторону крыла. С севера на юг общая картина такова:

№ диаграммы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Направление и углы падения	С $\angle 17^\circ$ Ю $\angle 17^\circ$	Ю $\angle 8^\circ$	С $\angle 4^\circ$	С $\angle 40^\circ$	С $\angle 50^\circ$	С $\angle 30^\circ$	С $\angle 47^\circ$	С $\angle 45^\circ$	С $\angle 53^\circ$	С $\angle 50^\circ$

Таким образом, рассмотрение диаграмм № 1—10, 17—42 показывает, что наряду с общей ясно выраженной тенденцией трещиноватости I, II, III располагаться близко взаимно перпендикулярно и вполне определенно в пространстве, отмечаются некоторые отклонения. Причем эти «аномалии» имеют место главным образом в южной краевой части одноименного крыла складки.

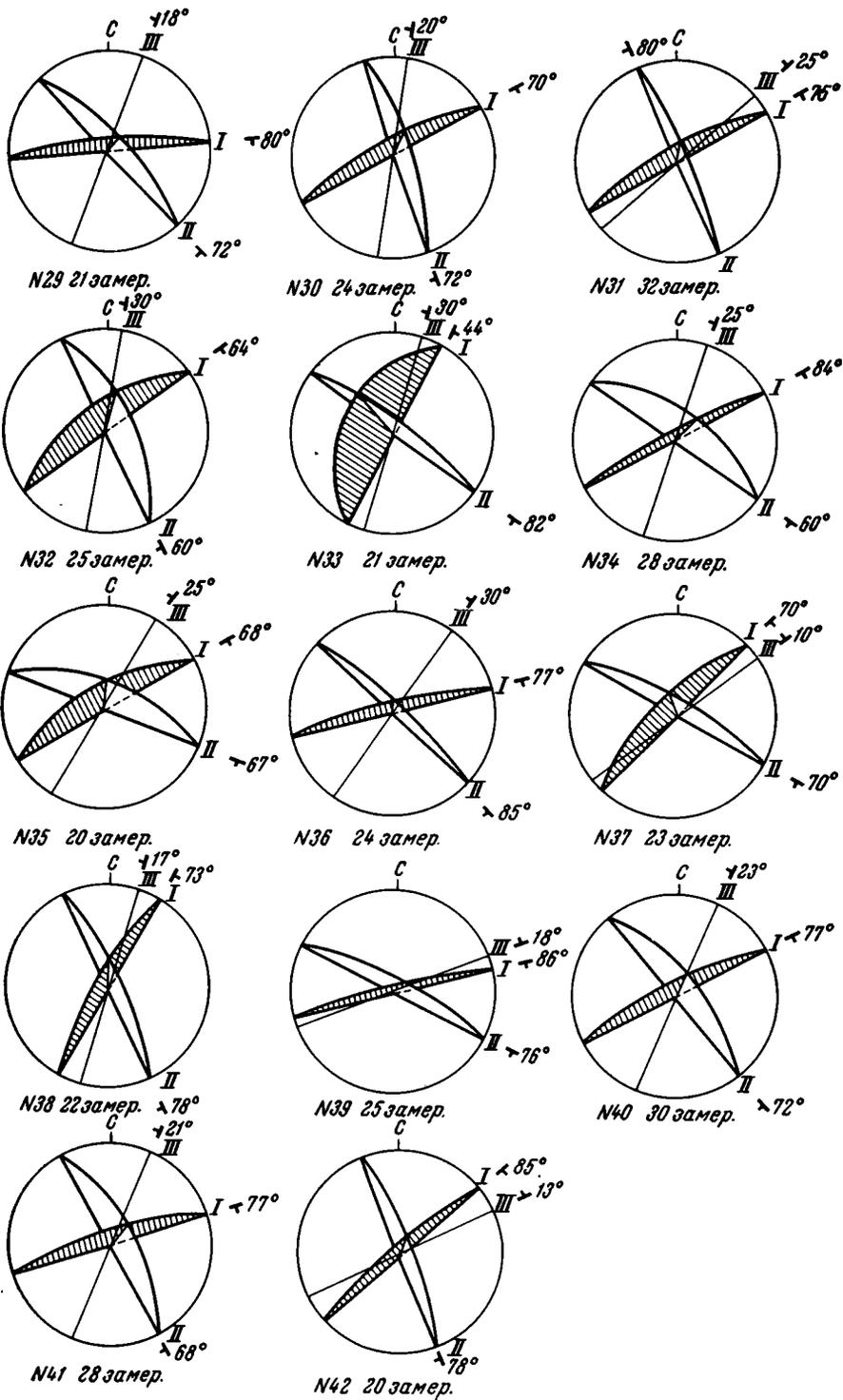
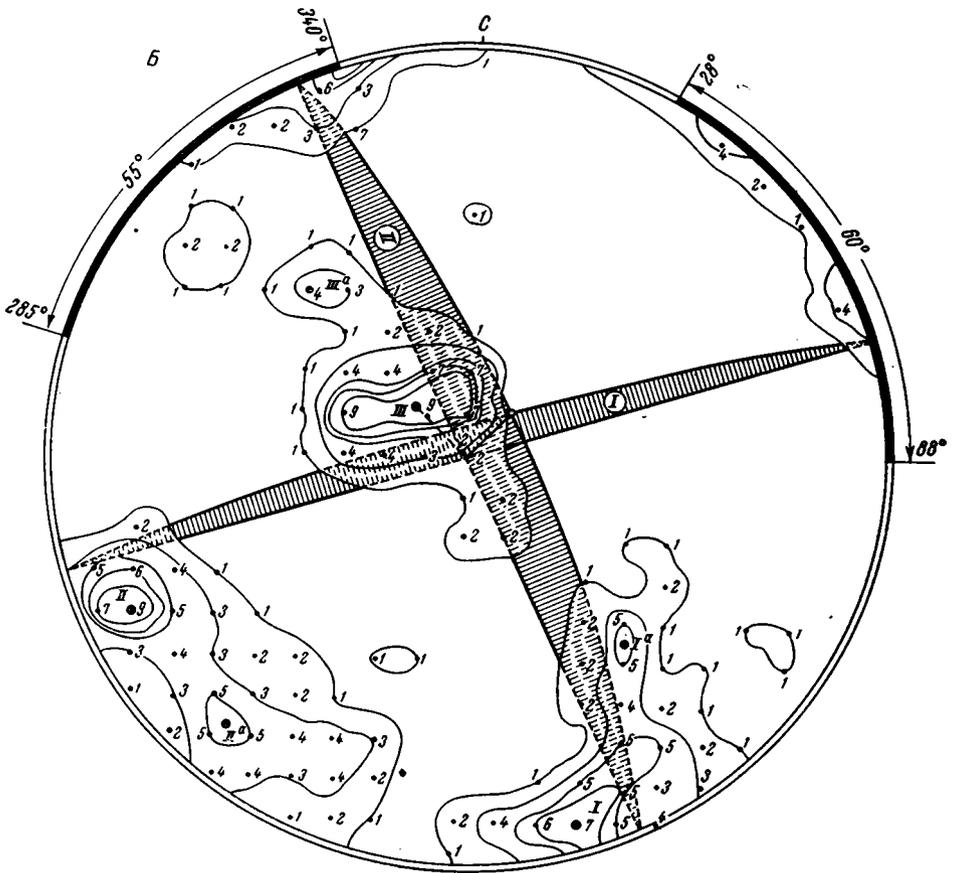
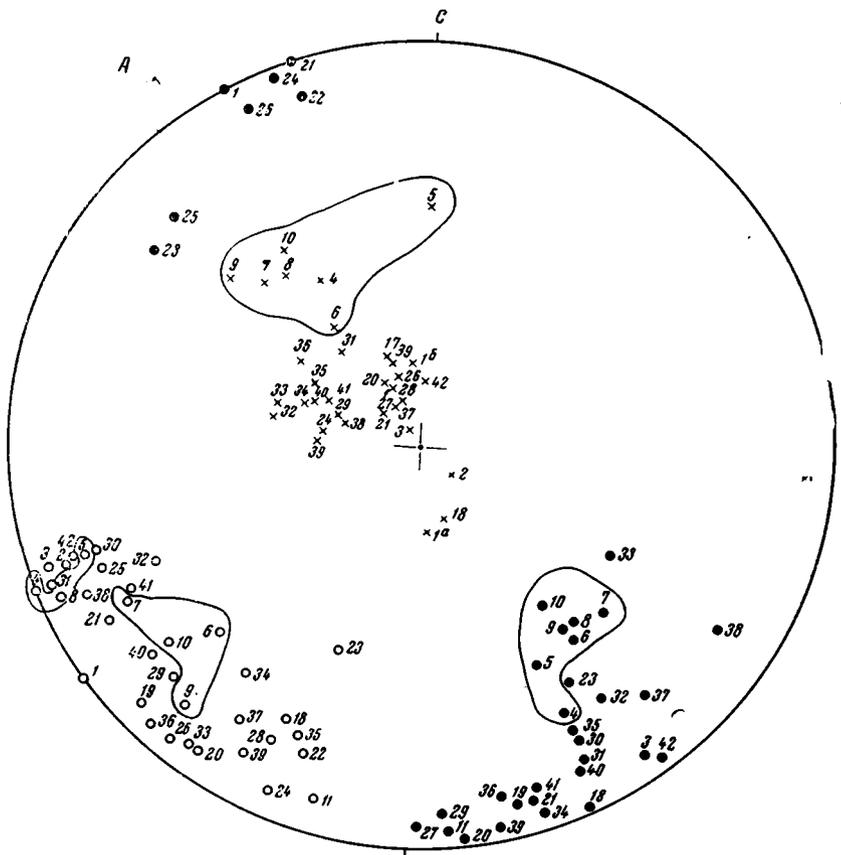


Рис. 3 (№ 29—42)

Особый интерес представляют морфологические особенности трещиноватости и ее пространственные сочетания. Ранее упоминалось о сближенном характере распределения трещин. К этому следует добавить, что все гри серии трещин в пределах изученной площади являются одинаково отчетливо развитыми в том смысле, что представителей каждой из них обычно можно наблюдать даже в небольшом обнажении. Однако частота их различна и определяется главным образом серией и положением в складке, составляя, по данным многочисленных замеров, для серии I 30—50 трещин на 1 м, для серии II 2—30 на 1 м и для серии III около 2—4 трещин на 1 м (считая по перпендикуляру к плоскости трещин). Максимальной частоты серии I и III достигают в крыльях складки; центральная часть характеризуется наименьшей их частотой. В противовес этому частота серии II сильно изменяется вдоль оси складки вплоть до почти полного исчезновения трещин II немного западнее пунктов 1 и 8, т. е. к западу от упоминавшегося выше поперечного перегиба складки. Максимального развития трещины II получают в районе пункта 4 и восточнее его, достигая 30 трещин на 1 м.

Изложенные особенности пространственного распределения трещиноватости I, II, III приводят к тому, что фельзит-порфиры оказываются как бы расслоенными в трех соответствующих направлениях. В результате этого возникает мелкая характерная отдельность — элементарные блоки — с гранями, представленными фрагментами взаимно пересекающихся трещин I, II, III. Габитус этих элементарных блоков, их размеры и ориентировка в пространстве хорошо отражают отмеченные закономерности пространственных соотношений трещиноватости I, II, III. В общем случае элементарный блок представляет собой приблизительно прямоугольный параллелепипед — столбик или пластинку с поперечным сечением около 3×5 , 3×10 см и длинной стороной около 0,5 м (рис. 3). Длинные оси элементарного блока, в соответствии с поведением трещин I—II, круто наклонены на юг параллельно линии их взаимного пересечения. Исключение составляют диаграммы № 5—10, где эта линия выположена до средних углов в соответствии с относительно пологим залеганием трещиноватости серии I. Общее поведение этой своеобразной столбчатости в складке можно проследить по диаграммам № 1—10, 17—42, на которых она нанесена в виде линий пересечения плоскостей I и II. Поперечные сечения элементарного блока иногда, особенно в северном крыле синклинали (диаграммы № 17—28), представляют сильно скошенный параллелограмм, но все же стороны его, параллельные серии II, как правило, более развиты, что позволяет легко отличить трещиноватость I от II даже в этих «аномальных» случаях. Морфология граней I и II элементарного блока резко отличается от граней III. Для первых характерна исключительная гладкость, прямолинейность поверхностей и притертость трещин, в то время как последние представлены очень неровными поверхностями с рваной, зубчатой, либо ступенчатой скульптурой. Эти трещины часто содержат кристаллики и щеточки кварца и кальцита, иногда они зияющие. Несколько более ровными площадками характеризуется трещиноватость III в пунктах диаграмм 4—10, где она явно унаследовала направление флюидальности, выраженное упорядоченным расположением пластинок биотита. Но и там облик ее остается почти прежним. Все вышеизложенное о трещинах серии III позволяет считать их трещинами отрыва.

Грани I и II, кроме вышесказанного, часто несут на себе следы ориентированных микродвижений. Это проявляется в характерном «шелковистом» блеске свежее обнаженных плоскостей, обусловленном тончайшим налетом серицита. Причем, как удалось подметить, такая «шелковистость» часто обладает определенной линейной ориентировкой, направленной параллельно длинной-оси элементарного блока, т. е.



почти перпендикулярно грани III. Иногда аналогичная линейность представлена микробороздчатостью; глубина отдельных бороздок при этом измеряется долями миллиметра. Интересно отметить, что в некоторых случаях на свежих поверхностях излома соседних пластинок, параллельных грани II, устанавливается явное срезывание фенокристаллов полевых шпатов плоскостями I.

Из сказанного ясно, что трещины серии I и II проще всего рассматривать как обычную сопряженную пару трещин скалывания. Однако этому противоречат следующие факты: расположение серии трещин отрыва III по биссектрисе двугранника I—II, а перпендикулярно линии пересечения серии трещин I и II; ориентировка признаков линейности вдоль той же линии пересечения граней I и II; и, наконец, как видно, не совсем обычные соотношения серий I и II с элементами складки. Последнее «противоречие», на наш взгляд, самое существенное.

Для рассмотрения его обратимся к синоптической диаграмме трещиноватости, на которую вынесены максимумы трещин I, II, III всех рассмотренных выше частных диаграмм. На синоптической диаграмме (рис. 4) вырисовались, в сущности, те же 3 главных максимума, что и на частных диаграммах.

Помимо основных максимумов I, II, III, выраженных плотностями полюсов 7,9 и 9, имеются и второстепенные: I-а, II-а, III-а, выраженные невысокими плотностями 5,5 и 4 и объединенные с основными максимумами плотностями соответственно 3,3 и 1 (Максимумы I-а и II-а вызваны «аномальным» поведением соответствующих трещин в южном крыле складки).

Для простоты приводимые ниже элементы залегания среднестатистических плоскостей I, II, III вычислены по главным максимумам I, II, III:

I—	азимут	простира	71°	, падение	ЮВ	≤83°
II—	»	—	»	—	ЮЗ	≤78°
III—	»	—	»	—	СЗ	≤15°

Полученные среднестатистические плоскости I, II, III, характеризующие залегание некоторых усредненных «трещин» I, II, III для синклинальной складки в целом, приблизительно взаимно перпендикулярны. Кроме того, они характеризуются следующими особенностями.

1. Плоскость I расположена близко параллельно плоскости симметрии складки, залегающей, как было показано выше, примерно так же (азимут простираения, падение Ю, крутое).

2. Плоскость II простирается приблизительно под прямым углом к оси складки и круто наклонена к западу. Если учесть отмеченное ранее местное воздымание шарнира складки в западном направлении вследствие существования в пределах участка определенного поперечного перегиба синклинали, то можно прийти к заключению, что плоскость II, падая к западу, очевидно, расположена близко перпендикулярно к оси складки.

3. Плоскость отрыва III, в соответствии с залеганием плоскости I полого наклонена к северу.

Таким образом, в целом интересующие нас плоскости трещиноватости I, II занимают вполне определенное положение относительно элементов складки, характеризующееся довольно ясно выраженной симметрией,

Рис. 4. Синоптическая диаграмма трещиноватости фельзит-порфиров

А — Точечный вариант диаграммы. Нанесено 104 максимума (частные диаграммы № 1—10, 17—42). Цифрами показаны номера исходных диаграмм. Залитые кружочки соответствуют полюсам трещин серии I, незалитые — II, крестики — III. Оконтурены максимумы диаграмм (№ 1—10) южной «аномальной» части одноименного крыла складки. Б — Контурный вариант той же диаграммы. Показаны две среднестатистические плоскости (штриховка), отвечающие продольной I и поперечной II трещиноватости. Угол между ними близок к прямому (80 и 100°). Угол между линией пересечения этих плоскостей и нормалью к III равен 20°. Цифрами нанесены плотности максимумов, жирными дугами и стрелками — диапазон колебаний серий I и II по простираению

что дает основание рассматривать их возникновение сопряженным с процессом складкообразования. Тогда трещины серий I и II, соответствующие по своему положению в складке кливажу (сланцеватости) осевой плоскости (серия I) и поперечному кливажу (серия II), в генетическом отношении, очевидно, должны рассматриваться скорее всего как трещины сплющивания в понимании Л. У. де Ситтера (1960), а возникновение их во времени, следовательно, должно быть отнесено к заключительному этапу главной фазы складкообразования, т. е. трещины серии I и II должны быть наложенными на уже сформированную складку (как это считает, например, Г. Д. Ажгирей, 1956, и др.).

Однако такому выводу противоречило бы полное отсутствие сланцеватости (не связанной с разрывными нарушениями) в районе, а также сравнительно слабая дислоцированность пород (углы наклона крыльев складок обычно не превышают 30—40°).

В связи с этим теоретически невозможно допустить, чтобы описанная синклинальная складка в однородном и мощном покрове фельзит-порфиоров с довольно крутыми крыльями могла возникнуть каким-то способом без участия в этом процессе трещиноватости I, II, т. е. трудно представить себе возникновение трещиноватости I, II в заключительный этап формирования синклинальной складки.

Рассмотрим теперь некоторые структурные особенности осадочной серии.

IV. ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННО-РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ

Трещиноватость, поражающая покров фельзит-порфиоров, внезапно обрывается на границе с осадочной серией. Конгломераты и песчаники обладают сильно разреженной, но более сложной сеткой трещин. Для изучения ее нами составлены две диаграммы трещиноватости № 13 и 15 (см. рис. 3), замеры для которых были получены по двум пунктам наблюдений, расположенным: № 13 — в непосредственной близости к фельзит-порфирам южного крыла синклинали, № 15 — на удалении от фельзит-порфиоров северного крыла к северу (рис. 1). Оба пункта наблюдения расположены в полосе даек и поперечного перегиба синклинали. На обеих диаграммах участка (№ 13, 15) хорошо выражен максимум полюсов, отвечающий трещиноватости, параллельной слоистости (VI). Трещины эти, как правило, протяженны, притерты и прямолинейны. Другие максимумы укладываются приблизительно по дуге плоскости, проведенной для отмеченных максимумов VI, т. е. трещиноватость, отвечающая им, расположена близко перпендикулярно к слоистости. Такая трещиноватость хорошо видна в обнажениях и представляет, очевидно, типичную для слоистых осадочных пород «отдельность».

Заслуживает упоминания также максимум II. Трещиноватость, соответствующая ему, по своему положению в складке напоминает серию II в фельзит-порфирах. Стенки трещин гладкие, трещины могут пересекать целую пачку пластов и т. д., но частота их существенно разрежена, составляя 0,5—1 трещину на 1 м.

Таким образом, для слоистых пород вообще устанавливается особый — поясной тип диаграмм, довольно резко отличный от диаграмм трещиноватости в фельзит-порфирах.

Следует подчеркнуть, что осадочные породы лишены сланцеватости, прессованности, давленности, не связанных с тектоническими нарушениями.

Ярко выраженным структурным элементом осадочной серии участка являются повсеместно наблюдаемые межпластовые разрывные нарушения, следующие параллельно слоям, и, как правило, приуроченные

к наиболее подвижным породам в разрезе — пропласткам алевролитов и аргиллитов. Эти нарушения выражены полосами интенсивно перетертых пород, местами превращенных в буро-красную глинку трения.

Наиболее крупное из нарушений (описанное ранее) приурочено к поверхности раздела фельзит-порфиров и осадочной серии, и хорошо прослеживается в обоих крыльях складки. В ряде обнажений южного крыла на его стенках наблюдаются грубые шрамы и борозды, ориентированные по падению сместителя.

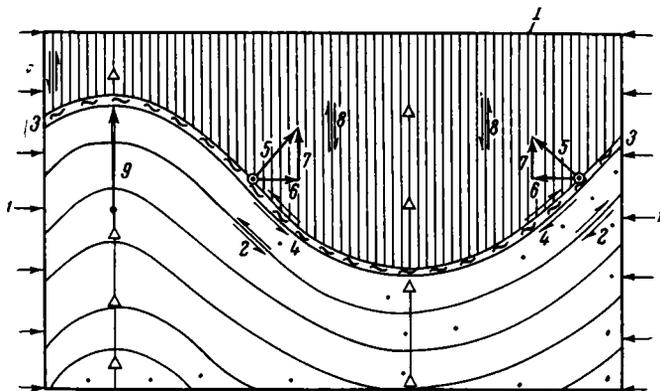


Рис. 5. Схема возникновения складки скальвания

Учитывая общий специфический характер трещиноватости, в основном подчиненный индивидуальным пластам, и почти полное отсутствие в ней трещин, отвечающих сериям I, II, III, а также широкое развитие межпластовых нарушений, мы должны прийти к выводу о том, что осадочная серия участвовала в складчатости путем межпластового проскальзывания верхних пачек по восстанию с изгибом слоистости; другими словами, в осадочной серии мы наблюдаем типичную складку скольжения с изгибом.

Этот вывод как будто резко контрастирует с данными и рассуждениями, приведенными относительно фельзит-порфиров.

Все изложенное выше убеждает нас в том, что на описанном примере синклинали мы имеем оригинальное сочетание двух кинематических типов складок, развившихся синхронно в двух смежных толщах, резко различных по своему внутреннему строению: в подстилающей осадочной серии — складку скольжения с изгибом, в фельзит-порфирах — складку скальвания. Условия формирования складки скальвания можно объяснить следующим образом (рис. 5).

Под воздействием общего поля боковых складкообразующих напряжений (1) осадочная серия сминается в складки путем скольжения с изгибом (2). На раннем этапе складчатости по границе двух толщ с резко различной подвижностью возникает зона срыва (3), которая в дальнейшем, действуя как смазка, обеспечивает автономное развитие складки скальвания в фельзит-порфирах. Это проявляется в облегченном проскальзывании фельзит-порфиров по контактовому срыву (4), что вследствие невысокого трения приводит к преломлению косых к контакту напряжений (1) в нормальные на границе пород (5). Последние (5) разлагаются в фельзит-порфирах на две составляющие: напряжения сплющивания (6) и напряжения скальвания (7).

Под совокупным воздействием напряжений 6 и 7 фельзит-порфиры, чтобы участвовать в складчатости, вынуждены раскалываться на пластинки трещиноватостью (1), имеющей, очевидно, компромиссный генезис — скальвания на фоне некоторого сплющивания. Определенное влияние на развитие складки скальвания в фельзит-порфирах имеет

приподнимающее воздействие (9) растущих антиклиналей нижележащей осадочной серии.

Подобным же образом, очевидно, мог формироваться поперечный перегиб складки на фоне образования более крупного — периклиналильного ее перегиба.

Локальный перегиб складки в фельзит-порфирах мог образоваться (так же как и периклиналильный) путем аналогичных проскальзываний по возникающей массовой мелкой трещиноватости II. В слоистой среде те же движения могли разрешаться боковыми межпластовыми проскальзываниями. Таким образом, в фельзит-порфирах фактически существовали два плоских тектонических «потока», направленных приблизительно вверх и ориентированных один к другому в плане под углом около 90°. Один, более мощный (вдоль серии I), связанный с образованием поперечного профиля складки, другой (вдоль серии II), связанный с формированием продольного ее профиля. В крыльях, судя по «аномальным» диаграммам № 4—10, вероятно, первый поток мог преломляться, наклоняясь к югу (до 40°) под непосредственным влиянием провала по межформационному срыву.

Легко представить себе, что каждая из проскальзывающих пластинок фельзит-порфира вследствие общего постепенного увеличения амплитуды проскальзывания от осевых частей перегибов к периферии (крыльям) неизбежно должна была подвергаться растяжению примерно в направлении падения плоскостей I и II. Таким образом, могла возникать трещиноватость отрыва III.

При таком толковании механизма образования складки в фельзит-порфирах получает рациональное объяснение наблюдаемое довольно оригинальное сочетание трещиноватостей I, II, III, непонятное с точки зрения общего подхода к ним, в отрыве от анализа механизма формирования складки. Становятся вполне естественными описанные выше признаки линейности и дифференциальных движений, параллельных линий пересечения I, II и перпендикулярных III. И, наконец, кажется вполне закономерной описанная ранее некоторая связь угла наклона поперечного и продольного профиля складки с частотой трещин. В самом деле, для идеализированных условий простого скальвания амплитуда дифференциальных проскальзываний А пластинок породы является функцией толщины их Т и угла наклона α пород: $A = T \cdot \operatorname{tg} \alpha$. Поэтому с возрастанием угла α естественно ожидать в крыльях изгибов максимальную частоту трещиноватости, а в шарнирах — минимальную.

Необходимо подчеркнуть, что возникновение трещиноватости I, II, III совпадает по месту и времени и происходит на фоне формирования складки, характеризуясь некоторой взаимосвязью постольку, поскольку они обусловлены единым складчатым процессом. В то же время, нельзя не отметить обособленность механизмов их образования. Так, очевидно, поперечного и периклиналильного перегиба могло и не произойти, тогда бы мы не имели трещиноватости II и т. д.

В заключение несколько слов о разрывных нарушениях в фельзит-порфирах.

V. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ ФЕЛЬЗИТ-ПОРФИРОВ

Разрывные нарушения в фельзит-порфирах моложе трещиноватости I, II, III и унаследуют ее среднестатистические направления I, II, III. Масштаб их различный: от трещин длиной 2—3 м до нарушений, длина которых измеряется первой тысячей метров. Однако амплитуды смещения по ним в плане измеряются долями метра, метрами и реже первыми десятками метров.

На прилагаемой карте показаны лишь некоторые разрывы СВ простирания и крутого падения, унаследовавшие трещиноватость I, а

также протяженные близвертикальные разрывы СЗ простирания, залеченные дайками, почти совпадающие с трещиноватостью II. Большое число разрывов I и II не вынесено на карту из-за их ограниченных размеров. Особенно это касается небольших взбросов, простирающихся в СВ румбах и падающих полого к северу под $\angle 10\text{--}20^\circ$ и, реже, 40° (в южном крыле). Обычно они строго следуют трещинам отрыва III и местами буквально испещряют фельзит-порфиры. Наблюдения показали, что разрывы I, II, пересекаясь, смещают либо ограничивают друг друга.

Будучи моложе трещиноватости, разрывы I, II, III деформируют ее. Вдоль взбросов наблюдаются повсеместно подвороты элементарных блоков с довольно резким изгибом (по падению) трещиноватости I. Часто удается проследить целые полосы флексуобразных изгибов на продолжении выклинивающихся взбросов. В изогнутых пластинах разбивается густая лестничная трещиноватость отрыва, параллельная серии III. Направление подворотов и этой своеобразной «оперяющей» трещиноватости и позволяет с уверенностью определить взбросовый характер этих разрывов. Деформация трещиноватости I, II, III в связи с разрывами I, II проявляется также резко. При этом прямоугольный габитус самих элементарных блоков в общем сохраняется прежним; претерпевают заметное скашивание лишь пакеты их, первоначальная упаковка которых (по 20—50 элементов блоков), несомненно, подобна габитусу элементарных блоков. «Искаженные» (деформированные) пакеты образуются путем расскальзывания элементарных блоков в различных направлениях.

Важно отметить, что на данном примере мы имеем сетку разрывных нарушений, которые, унаследовав трещиноватость I, II, III, как бы координируются ею.

Таким образом, развитие складки скальвания в фельзит-порфирах на известном его этапе исчерпало себя. Продолжающие действовать складкообразовательные напряжения привели к возникновению зон разрывных нарушений (I, II, III), завершив процесс разрушения блока фельзит-порфиров, начатый еще в начале роста складки появлением мелких трещин I, II, III. Тем самым дифференциальные движения по трещиноватости I, II, III были окончательно блокированы, уступив место более крупноамплитудным дифференциальным движениям по разрывам I, II, III. Если судить по наличию продольных взбросов III, результирующая картина движений сохранилась прежней, изменился только ее механизм и структура.

VII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучены особенности трещинно-разрывной структуры синклинальной складки, сложенной осадочной серией на крыльях и мощным покровом фельзит-порфиров в ее ядре. Это привело к выводу о том, что формирование синклинали в фельзит-порфирах происходило по типу складки скальвания, в то время как в подстилающей осадочной серии — по типу складки скольжения с изгибом.

Как известно, образование складок скальвания обычно принято связывать с возникновением кливажа (сланцеватости) осевой плоскости в условиях значительной глубинности и пластичности горных пород.

2. Исследованный пример интересен в том отношении, что складка скальвания в фельзит-порфирах, как свидетельствует об этом общая геологическая обстановка района, сформировалась на сравнительно небольшой глубине, практически без участия заметных пластических деформаций. Поэтому точнее она может быть определена как складка простого скальвания.

3. Нам представляется, что образование складки скальвания в фельзит-порфирах, а следовательно, и трещиноватости I, II, III, необходимо поставить в причинную связь не только от собственно боковых

движений, обеспечивающих «эффект сплющивания», но также и от вращательных движений (возникавших, по-видимому, при изгибе толщи в целом). Вращательный момент, очевидно, и обеспечил «эффект скальвания».

4. Таким образом, возникновение трещиноватости I, II, по нашим данным, связывается с началом складкообразования, а не с его завершением, как некоторые исследователи считают кливаж. Без возникновения трещиноватости I, II на раннем этапе складчатости невозможно объяснить в рассматриваемом случае смятие в складку фельзит-порфиров.

5. Возникновение сближенной трещиноватости, подобной I, II, как необходимой предпосылки для возможного складкообразования, вероятно, свойственно мощным покровам эффузивов и аналогичным «жестким» телам.

6. Разрывные нарушения в фельзит-порфирах унаследовали средне-статистические направления мелкой трещиноватости I, II, III. «Рудоносные» дайки порфиров, в частности, контролируются разрывными нарушениями, унаследовавшими общее направление трещиноватости серии II.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1956.
П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
П э к А. В. Некоторые элементы структурной геологии. В сб. «Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
С и т т е р Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР

Статья поступила
31 мая 1965 г.

Е. И. ПАТАЛАКНА.

MECHANISM OF THE FORMATION OF A FOLD OF A THICK NONSHISTOSE FELSITE-PORPHYRIC COVER

The mechanism of the formation of a fold is described. The core of the fold is composed by nonshistose felsite-porphyrines, and in the limbs there occur sedimentary rocks.

The detailed study of the fissure tectonics has shown that the folding in the felsite-porphyrines was presumably accompanied by the shearing and in the sedimentary rocks by the sliding.

Institute of Geological Sciences
of the Kazakh SSR Academy of Sciences
Alma-Ata

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.4(479.25)

А. Л. КНИППЕР

НАДВИГИ И ПОКРОВЫ
НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА СЕВАН

Серпентиниты северо-западного окончания Джил-Сатанахачского массива залегают в ядре опрокинутой на юг антиклинальной складки, которая образовалась в результате верхнеэоценовой складчатости. В этот момент древние (досеноманские?) серпентиниты были выжаты в холодном состоянии в ядро складки и надвинуты на верхнемеловые отложения южного крыла. Пластичное выжимание серпентинитов, с одной стороны, было следствием складчатых движений и, с другой, способствовало формированию антиклинального перегиба в перекрывающих породах. Кроме того, наличие серпентинитовой «смазки» в ядре антиклинали облегчило процесс надвигания северного крыла складки на южное. Северное крыло антиклинали перекрыто тектоническим покровом, сложенным палеогеновыми породами. Время образования покрова и его происхождение пока остаются неясными.

Северо-восточное побережье оз. Севан входит в состав Севано-Акеринской синклинирной зоны Малого Кавказа, выполненной на всем своем протяжении преимущественно меловыми и палеогеновыми осадочными и вулканогенными отложениями. Внутри этого геосинклинали прогиба широко распространены ультраосновные породы, которые во многом определяют особенности его строения.

Меловые и палеогеновые отложения на северо-восточном побережье оз. Севан (как и на всем протяжении Севано-Акеринского синклинория) смяты в сложную систему складок, разбиты многочисленными сбросами и надвигами. Совместно с вмещающими породами смяты и серпентинизированные ультрабазиты, которые часто располагаются в ядрах антиклиналей (Паффенгольц, 1934, 1941; Шихалибейли, 1956, 1962; Абовян, 1959). Все эти деформации возникли в верхнем эоцене, во время складчатых движений, окончательно оформивших современную структуру Северо-Акеринского синклинория.

Исследование тектонического строения северо-восточного побережья оз. Севан в 1963—1964 гг., привело нас к выводу о наличии здесь своеобразных надвигов и даже покровов, которые играют весьма существенную роль в строении Севано-Акеринской зоны и при дальнейших исследованиях должны учитываться для расшифровки происхождения внутренних структур этого геосинклинали прогиба.

В южной части исследованного района обнажается западное окончание Джил-Сатанахачского массива основных и ультраосновных пород, детально исследованного С. Б. Абовяном (1959). Магматическое становление этого массива несомненно произошло до сенона, а может быть, и до сеномана. В конце эоцена серпентинизированные ультрабазиты массива были вовлечены в складкообразование и в холодном состоянии были надвинуты на верхнемеловые отложения (Книппер, Костянян, 1964; Книппер, 1965₁).

На юге серпентиниты массива повсюду граничат с верхнемеловыми известняками по надвигу. Поверхность этого надвига в плане (рис. 1) имеет извилистую форму, которая целиком зависит от неровностей рельефа. Непосредственный контакт серпентинитов и известняков хорошо виден на правом и левом берегах Армутлычая, а также в каньонообразной долине соседнего ручья, где в тальвеге вскрыты смятые в складки слоистые известняки верхнего мела, перекрытые брекчированными серпентинитами (рис. 2). Здесь налегание пластины серпентинитов на известняки прослеживается на расстоянии около 200 м. В долине р. Армутлычай это перекрытие достигает уже 1 км.

Вдоль контакта серпентинитов и известняков всюду прослеживается кайма лиственитов, мощность которой колеблется от 1 до 20 м. Отчетливо устанавливается, что эти листвениты образованы по брекчированным серпентинитам, которые повсеместно располагаются в краевой части Джил-Сатанахачского массива. По направлению к внут-

ренной части массива эти брекчированные породы постепенно сменяются относительно массивными серпентинитами, обладающими своеобразной конгломератовидной текстурой.

Наличие реликтовой брекчиевидной текстуры серпентинитов в лиственитах указывает на то, что серпентинизация предшествовала процессу лиственитизации. Генетически эти листвениты следует относить к биметасоматическим образованиям, которые были детально описаны А. Г. Бетехтиным (1937, 1953). Кроме того, своеобразная конгломератовидная текстура серпентинитов и наличие серпентинитовых брекчий в лещаче боку тела, по нашему мнению, указывает на то, что серпентинизация ультрабазитов Джил-Сатанахачского массива произошла до момента его надвижения на верхнемеловые известняки.

Северная граница серпентинитов Джил-Сатанахачского массива с верхнемеловыми известняками также проходит вдоль пологого надвига (см. рис. 1). Поверхность этого разрывного нарушения, судя по ее пространственному расположению, также полого падает на север, ибо ее очертания в плане полностью зависят от рельефа. Ее изгибы на север соответствуют глубоко врезаемым притокам Армутлычя, а заливы на юг отвечают водоразделам между ними. Этот надвиг в своей центральной и восточной части разделяет известняки верхнего мела и основные породы, обнажающиеся в северной части Джил-Сатанахачского массива. Возраст этих основных пород очень близок к возрасту ультрабазитов, что было достаточно ясно показано С. Б. Абовяном (1959, 1963). Однако возраст магматического становления ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива не верхнеэоценовый, как это считает С. Б. Абовян, а значительно более древний — по крайней мере докювьякский или досеноманский. Последнее обстоятельство подтверждается находками галек габброидов (в том числе и полосчатых габбро) вместе с обломками ультрабазитов в конгломератах коньяковского возраста в окрестностях селений Памбак и Джил на территории Армении (Книппер, Костянин, 1964) и в конгломератах сеномана в районе Чайкенд на территории Азербайджана (Книппер, 1965).

Вдоль контактов основных пород Джил-Сатанахачского массива с верхнемеловыми известняками на исследованной территории повсеместно прослеживаются зоны брекчий. Следы активного магматического воздействия основных пород на известняки верхнего мела полностью отсутствуют.

Таким образом, весь вышеизложенный материал позволяет говорить о том, что в близповерхностном срезе Джил-Сатанахачский массив представляет собой тело пластинчатой формы, которое полого падает на север и отделено от вмещающих его пород пологими надвигами (см. профиль к рис. 1).

Верхнемеловые известняки, сменяющиеся к северу серпентиниты, прослеживаются далее на север, вплоть до южных склонов Шахдагского хребта. Здесь стратиграфически выше них залегают осадочные и вулканогенные образования палеогенового возраста, разрез которых был подробно описан С. Б. Абовяном (1956). На верхнемеловых известняках совершенно согласно, но с явным размывом залегает пачка известняковых конгломератов, сложенная обломками верхнемеловых известняков, которые сцементированы известняковым же цементом. Мощность пачки 100—120 м. Эти породы постепенно переходят в песчанистые известняки с многочисленными остатками нуммулитов, указывающих на палеоцен-эоценовый возраст вмещающих пород. Мощность этой пачки 50—60 м. Выше, по нашим данным, также с постепенным переходом, выделяется пачка, сложенная часто и тонко переслаивающимися серыми мергелями и туфогенными песчаниками, которые постепенно сменяются туфопесчаниками и туфобрекчиями с редкими покровами порфиритов. Мощность всей этой пачки — 75 м. Еще выше выделяется мощная толща порфиритов, туфобрекчий и туфоконгломератов, мощность которых в данном разрезе, по мнению С. Б. Абовяна, 1500 м. Вулканогенные породы, по С. Б. Абовяну имеют средне-верхнеэоценовый возраст, а базальные конгломераты — палеоэоценовый.

Разобщенные выходы палеогеновых отложений, представляющие собой эрозивные останцы некогда единого поля, встречаются и к югу от вышеописанного разреза на правом и левом берегу Чохрахчая. Здесь, как это хорошо видно на рис. 1, палеогеновые отложения, резко несогласно контактируют с верхнемеловыми породами. Азимутальное и угловое несогласие с известняками сенона прослеживается вдоль любой из границ палеогеновых пород. Азимутальные несогласия порой достигают 90° (правый и левый берег Чохрахчая). Кроме того, в пределах описываемого поля палеогеновых отложений нигде не наблюдается последовательности пород, установленной С. Б. Абовяном. Здесь мы имеем как бы отдельные фрагменты этого полного разреза, причем с верхнемеловыми известняками граничат любые породы описанного выше разреза. Так, например, на левом берегу Чохрахчая в контакте с верхнемеловыми известняками с востока на запад последовательно залегают вулканогенные породы верхней пачки, туфогенные образования промежуточной части разреза и, наконец, нуммулитовые известняки палеоэоценового возраста. Аналогичная картина наблюдается вдоль любого из контактов палеогеновых и меловых отложений. Необходимо только отметить, что в пределах описываемого поля палеогеновых отложений взаимные переходы между отдельными пачками разреза третичных пород остаются такими же постепенными, как и в опорном разрезе, что полностью исключает возможность трансгрессивного перекрытия нижних пачек разреза палеогена его более верхними горизонтами.

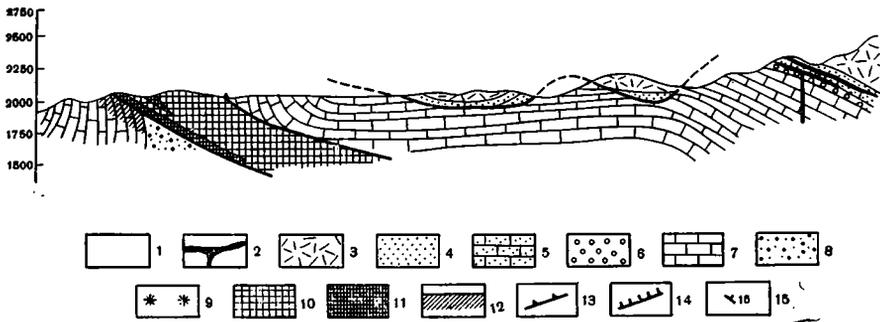
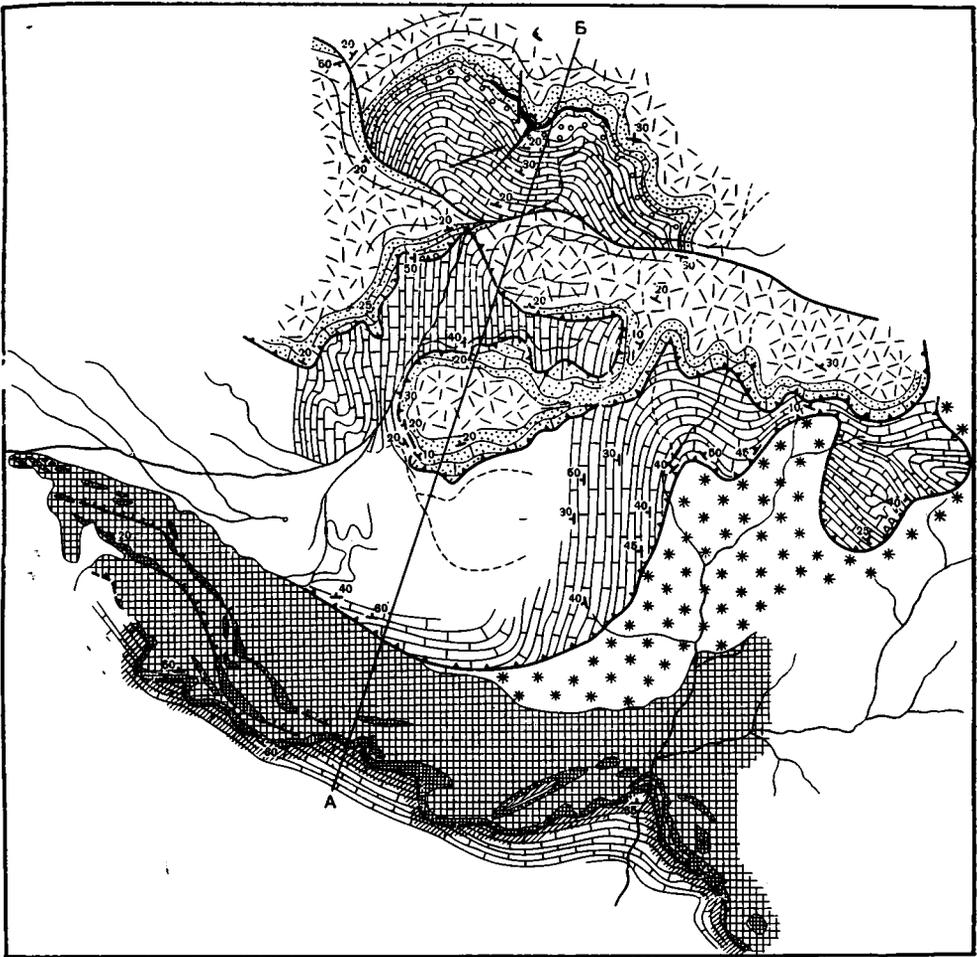


Рис. 1. Геологическая карта района с. Джил

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — интрузивное тело диабазов; 3 — вулканогенные породы (порфириты, туфы и др.) среднего-верхнего эоцена; 4 — туфогенная пачка среднего-верхнего эоцена; 5 — песчанистые нуммулитовые известняки палеоцен-эоцена; 6 — известняковые конгломераты палеоцена; 7 — известняки верхнего сенона; 8 — конгломераты и песчаники с обломками ультраосновных пород нижнесенонского возраста (только на профиле); 9 — габброиды; 10 — серпентиниты; 11 — листвениты; 12 — зона доломитизированных известняков; 13 — границы пологих надвигов и покровов; 14 — взбросы и сбросы; 15 — элементы залегания пород

Интересно отметить, что каждый отдельный выход палеоцен-эоценовых пород, разделенный областью развития верхнемеловых известняков, представляет собой самостоятельную синклиналичную складку. Всего наблюдаются три синклинали, соединяющиеся между собой узкими перемычками. Крылья этих синклиналей пологи ($10-30^\circ$), а оси простираются в близширотном направлении. В известняках нижнего мела, залегающих ниже палеогеновых отложений, нет даже намека на наличие подобных структур.

Вдоль поверхности контакта меловых и палеогеновых пород местами развиты тектонические брекчии. Так, например, на правом берегу Чохрахчая, в 1 км к северу от с. Джил, прослеживается зона брекчий мощностью около 2 м. В нижней части она сложена остроугольными обломками известняков верхнего мела, сцементированных железистым и кварцево-карбонатным цементом. В верхней части появляются обломки нуммулитовых известняков палеоцена. В некоторых случаях вдоль описываемой поверхности контакта развиваются глины трения, мощность которых не превышает одного сантиметра (левый берег Чохрахчая на северной окраине с. Джил). Поверхность этого контакта здесь падает на север под углом 10° .

Таким образом, весь изложенный выше материал говорит о том, что контакт между меловыми и третичными породами в среднем течении Чохрахчая, а также на правом берегу Армутлыча совпадает с единой поверхностью разрывного нарушения. Характер этой поверхности, выявляющийся при картировании, позволяет говорить о том, что палеогеновые отложения южного поля залегают в тектоническом покрове.

Сделанные выводы подтверждают точку зрения К. Н. Паффенгольца, который еще в 1934 г. при описании тектонического строения этого района указывал, что «на всем протяжении Шахдагского хребта от меридиана с. Надеждино (Шоржа — А. К.) до перевала Саданыхач, переход от вышеописанных известняков (верхнемеловых и палеогеновых — А. К.) к вышележащим туфогенным породам и порфиритам несогласный, причем несогласие это тектонического происхождения, так как туфогенная толща срезает различные горизонты сильно дислоцированных верхнемеловых (и эоценовых) известняков, не имея в основании конгломерата с галькой известняков. Местами, в хороших обнажениях, в контакте указанных свит виден сильно измельченный порфиритовый материал, перемешанный с угловатыми и округлыми кусками порфиритов» (Паффенгольц, 1934, стр. 16). В более поздних работах К. Н. Паффенгольц предполагает и наличие тектонических покровов на северо-восточном берегу оз. Севан «К запад-юго-западу от г. Шахдаг (т. е. как раз к северу от с. Джил — А. К.) констатируется скопление эоценовой вулканогенной толщи с известняковой толщи верхнего сенона; эта плоскость весьма полого падает на север» (Паффенгольц, 1946, стр. 51). Тектонический покров в районе Джил, сложенный палеогеновыми породами, был показан К. Н. Паффенгольцем на геологической карте, изданной под редакцией В. Д. Голубятникова.

Рис. 2. Надвиг серпентинитов (редкая клетка) на известняки верхнего мела. Лиственицы показаны частой клеткой

А — зарисовка обрыва ручья; Б — план; В — продольный профиль по плану

генная толща срезает различные горизонты сильно дислоцированных верхнемеловых (и эоценовых) известняков, не имея в основании конгломерата с галькой известняков. Местами, в хороших обнажениях, в контакте указанных свит виден сильно измельченный порфиритовый материал, перемешанный с угловатыми и округлыми кусками порфиритов» (Паффенгольц, 1934, стр. 16). В более поздних работах К. Н. Паффенгольц предполагает и наличие тектонических покровов на северо-восточном берегу оз. Севан «К запад-юго-западу от г. Шахдаг (т. е. как раз к северу от с. Джил — А. К.) констатируется скопление эоценовой вулканогенной толщи с известняковой толщи верхнего сенона; эта плоскость весьма полого падает на север» (Паффенгольц, 1946, стр. 51). Тектонический покров в районе Джил, сложенный палеогеновыми породами, был показан К. Н. Паффенгольцем на геологической карте, изданной под редакцией В. Д. Голубятникова.

На основании приведенных данных можно говорить о том, что основные и ультраосновные породы Джил-Саданыхачского массива залегают в ядре антиклинальной складки, описанной С. Б. Абовяном (1959). Крылья этой структуры (рис. 3) в верхней части сложены известняками верхнего мела, а более глубокие ее части — нижнесенонскими конгломератами и порфиритами турона, выходы которых по обе стороны от серпентинитов прослеживаются восточнее описанной площади.

Подобного рода антиклинали с серпентинитовыми ядрами пользуются широким распространением в пределах Севано-Акеринской зоны (Книппер, Костянян, 1964; Книппер, 1965). В этих складках наблюдалось резкое задиранье слоев вблизи контакта с серпентинитовым телом и быстрое их выполаживание в стороны от серпентинитового ядра складки. Нередко в контактах с серпентинитами видно опрокидывание вмещающих пород. Очень часто ядра таких складок осложняются надвигами, ко-

которые прослеживаются на несколько километров. Поэтому представляется возможным найти все взаимные переходы от относительно симметричных антиклиналей с серпентинитовым ядром через асимметричные антиклинали к антиклиналям, в которых серпентиниты ядра складки залегают в виде пластинообразного тела, надвинутого на породы подвернутого крыла. При этом все эти переходы иногда наблюдаются даже в пределах одной и той же антиклинали: симметричное строение в наиболее глубоко размытых частях складки, а самая сложная структура — в менее эродированной части.

Можно предположить, что образование такого рода антиклиналей овязано с процессами тангенциальных сжатий, проявивших себя в конце эоцена, во время которых древние серпентиниты протрузивно проткнули вышележащие породы (Книппер, Костянин, 1964). Выжимание серпентинитов вызвало образование серпентинитовой «смазки» в ядре антиклинали, что облегчило процесс надвигания северного крыла этой структуры. Внедрение протрузии серпентинитов сопровождалось брекчированием не только вмещающих пород, но и самого серпентинитового тела. Одновременно относительно плотная серпентинитовая масса захватила с собой при своем движении вверх огромные блоки более молодых пород, а также вынесла с собой пластины габбро, которые некогда теснейшим образом были связаны с ультраосновными породами. Пластичное выжимание серпентинитов при процессах складкообразования отмечалось многочисленными исследователями (Дюкло и Вюанья, Хальке, Ван дер Каадеи, Милованович и Карамата и др.), работавшими в районах альпийских складчатых зон. Существование серпентинитовых протрузий (диапиров) в пределах Севано-Акеринской зоны недавно отмечалось и нами. Теоретическая возможность пластического течения ультраосновных пород была показана Н. Л. Боуэнном и О. Ф. Таттлом (1950) и недавно была осуществлена на практике в лабораторных условиях И. В. Лучицким, В. И. Громиным, Г. Д. Ушаковым (1963). Поэтому можно считать, что пластическое перемещение серпентинитов при процессах складчатости — довольно обычное явление.

Выше было показано, что породы северного крыла антиклинали перекрываются тектоническим покровом, сложенным палеогеновыми образованиями. Осадочные и вулканогенные отложения покрова в процессе его надвигания были смяты в ряд пологих складок. В дальнейшем антиклинальные складки этого аллохтона были промыты вплоть до автохтонных известняков верхнего мела. В настоящее время происхождение этого покрова остается неясным.

С одной стороны, можно предположить, что образование покрова связано с верхнеэоценовым тектоническим этапом. Тогда нужно считать, что значительная часть пород северного крыла антиклинали была срезана при надвигании тектонического покрова. Механизм такого надвигания трудно объяснить, если учитывать очень незначительное брекчирование автохтонных пород.

С другой стороны, при допущении, что образование тектонического покрова оторвано по времени от этапа формирования антиклинали, можно предположить, что покров наложился на уже эродированную поверхность антиклинальной складки. Тогда появляется возможность связать формирование покрова с гравитационными явлениями, обусловленными воздыманием Шахдагского хребта.

По-видимому, этот вопрос может быть решен дальнейшими работами, особенно если удастся установить соотношение этого покрова с главным надвигом Малого Кавказа, образование которого никак не может быть объяснено явлениями гравитации.

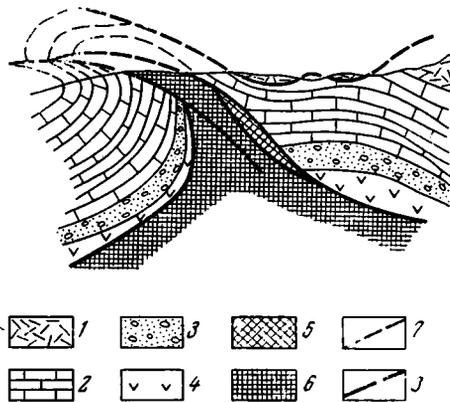


Рис. 3. Схематический геологический профиль через район с. Джил.

1 — палеогеновые отложения нерасчлененные; 2 — известняки верхнего сенона; 3 — конгломераты и песчаники нижнего сенона с обломками ультраосновных пород; 4 — порфиры туросского яруса; 5 — габброидные породы; 6 — серпентиниты; 7 — контакты серпентинитов (повсюду тектонические); 8 — границы покровов и пологие надвиги

Литература

- А б о в я н С. Б. К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья оз. Севан. Докл. АН АрмССР, т. 23, 1, 1956.
 А б о в я н С. Б. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахского массива. Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, т. 12, 3, 1959.
 А б о в я н С. Б. Возрастные взаимоотношения ультраосновных и основных интрузивных пород офиолитовой формации Армянской ССР. Зап. Арм. отд. Всес. мин. о-ва, вып. 2, 1963.

- Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив. Хромиты: СССР, т. 1, АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. *Вопр. минер. и петрогр.*, т. 1, 1953.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. *Вопр. физ. химии в минералогии и петрографии*, Изд-во иностр. лит., 1950.
- Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). *Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол.*, 2, 1965.
- Книппер А. Л. Возраст габброидов Чайкендского массива (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). *Докл. АН СССР*, т. 162, № 2, 1965.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 10, 1964.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Сравнительные данные по деформации кварцита, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора. *Геология и геофизика, СО АН СССР*, 12, 1963.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). *Тр. Всес. геол.-разв. о-ва*, вып. 219, 1934.
- Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейна озера Севан и р. Ведичай, Даралагеца и Нахичеванского края. В кн. «Интрузивы Закавказья». *Тр. Груз. геол. упр.*, вып. 2, 1941.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктурная Армени и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1946, Ереван.
- Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклиория в пределах Азербайджана. *Тр. Совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР*, Баку, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш. Геология Севано-Акеринской зоны (бассейн среднего течения р. Акеры). *Тр. Ин-та геологии им. Губкина*, вып. 22, 1962.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
13 февраля 1965 г.

УДК 551.247.1 (282.247.42)

Б. А. СОЛОВЬЕВ

ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНО-КУПОЛЬНОЙ ТЕКТониКИ В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. УРАЛ

Обширная территория (около 60 тыс. км²), расположенная в районе среднего течения р. Урал, между озерами Челкар на севере и Индер на юге, до последнего времени оставалась почти не изученной частью крупной отрицательной краевой структуры Русской платформы — Прикаспийской впадины, характеризующейся повсеместным и интенсивным развитием соляной тектоники. Слабая изученность этого района была обусловлена главным образом развитием здесь мощного покрова (до 400—500 м) рыхлых верхнеплиоценовых и четвертичных осадков. Однако проведенное на этой территории Прикаспийской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста, при участии автора, геологическое картирование доплиоценовой поверхности с применением бурения и геофизических методов исследования позволило в значительной мере расшифровать строение основных локальных структурных форм района — соляных куполов, обнажающихся на доплиоценовой поверхности, получить с помощью рекогносцировочного сейсмопрофилирования отдельные сечения через соляные купола. Несмотря на это глубинное строение района, как и всей Прикаспийской впадины, осталось изученным довольно слабо, что объясняется значительными глубинами залегания подсолевого ложа (в пределах рассматриваемого района до 11 км) и недостаточной разрешающей способностью применяющегося в настоящее время в сейсморазведке метода отраженных волн, с помощью которого удается изучать лишь верхние 3—4,5 км надсолевого разреза.

Единственным документом, наиболее объективно фиксирующим глубинное строение территории Прикаспия, является карта аномалий силы тяжести, на которой отражены как региональные, так и локальные структуры. Анализ этой карты и данных геологического картирования соляных структур, служащих «трансформаторами» глубинных движений, позволил нам выявить некоторые весьма существенные черты геологического строения района, простирающегося между озерами Индер и Челкар.

Для рассматриваемой территории, имеющей отрицательный гравитационный фон со сравнительно небольшой зоной положительных значений силы тяжести, образующих западную половину так называемого Хобдинского региснального гравитационного

няется в литературе (Косыгин, 1940; Косыгин и Рябухин, 1961; Журавлев, 1957, 1960; Журавлев и др. 1959) как результат замещения в Хобдинской зоне соленосной фации фацией сульфатно-терригенной, что обусловлено подсолевым поднятием.

Однако проведенное комплексное геологическое картирование показывает, что в строении Хобдинской зоны и смежных участков Прикаспийской впадины принципиальных различий нет, что было бы неизбежно при замещении соли менее пластичными осадками. Геофизические исследования последних лет установили отсутствие в Хобдинской зоне каких-либо крупных подсолевых поднятий, могущих серьезно повлиять на литологический состав соленосной формации. Данные сейсмопрофилирования показывают, что в соляной толще рассматриваемой зоны количество отражающих площадей, такое же, как и в одновозрастных породах прилегающих районов. Далее, если бы соляные ядра куполов Хобдинской зоны действительно были сложены сульфатно-терригенными породами, то по плотностной характеристике они мало бы отличались от вмещающих пород (плотность гипсово-ангидритовых пород примерно 2,4; отложений пермо-триаса 2,5). Вследствие этого гравитационное поле Хобдинской зоны было бы почти не дифференцировано, чего в действительности не наблюдается. Как показывает изучение кернов кепроков Хобдинской зоны (купола Хаместкуль, Кульсай, Алгабас, Тюртчагне, Саурбай, Мукан, Кенел), никакого существенного отличия их от кепроков смежных территорий ни по мощности, ни по составу не наблюдается. Химический состав соли, определенный в образцах с купола Саурбай (NaCl—96—98%, нерастворимых примесей 1—3,6%, CaCl₂ и Ca(HCO)₂ менее 1%) полностью тождествен составу соли куполов Индеро-Челкарской и Эмбенской зон. В то же время в смежных с Хобдинской зоной районах при аналогичных глубинах залегания подсолевого ложа (7,5—8 км) куполообразование проявилось весьма интенсивно. Каковы же в таком случае причины ослабленного характера соляной тектоники Хобдинской зоны?

Как показывают приближенные построения по региональным сейсмическим профилям, в поверхности соли Хобдинской зоны намечается депрессия, что нельзя объяснить первичным характером залегания соли. К аналогичному же выводу о существовании в пределах Хобдинского гравитационного максимума региональной мульды в поверхности соли, на основании анализа данных сейсморазведки, пришел и О. А. Шванк (1964). Следовательно, часть соли по каким-то причинам была отжата из Хобдинской зоны. Естественно, возникает вопрос о причинах оттока соли и местах ее аккумуляции.

На рисунке 1 видно, что Хобдинская зона окружена весьма крупными соляными куполами: Массабай, Саральюба, Тюбекудук, Круглый, Челкар, из которых два последних являются, очевидно, крупнейшими соляными куполами мира. Рассмотрение структурных соотношений между этими и прилегающими к ним соляными куполами показывает полное тождество с данными моделирования американских экспериментаторов Л. Л. Неттлетона (1935) и Т. Д. Паркера и А. Н. Мак-Доуэлла (1957), установивших внутри соляных куполов генетические связи между первичной соляной структурой и дочерними или вторичными куполами, появление которых обуславливается формированием первичного соляного купола. По-

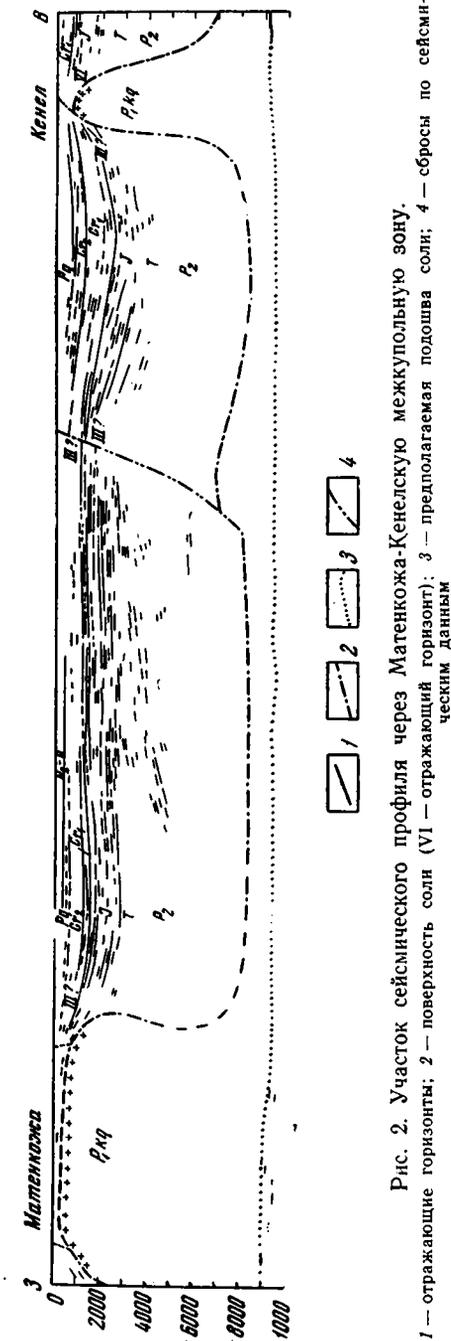


Рис. 2. Участок сейсмического профиля через Матенкожа-Кенельскую межкупольную зону. 1 — отражающие горизонты; 2 — поверхность соли (VI — отражающий горизонт); 3 — предполагаемая подошва соли; 4 — сброс по сейсмическим данным

моделирования американских экспериментаторов Л. Л. Неттлетона (1935) и Т. Д. Паркера и А. Н. Мак-Доуэлла (1957), установивших внутри соляных куполов генетические связи между первичной соляной структурой и дочерними или вторичными куполами, появление которых обуславливается формированием первичного соляного купола. По-

следний, таким образом, может рассматриваться в качестве локального очага соляной тектоники. По-видимому, в силу регионально-тектонических причин по периферии Хобдинской зоны сложились условия, благоприятные для образования целой группы первичных соляных куполов, формирование которых и привело к значительному оттоку соли за пределы зоны. В пределах непосредственно Хобдинской зоны удается наметить всего лишь две первичные соляные структуры: Тюртчагне и Миялы, остальные же купола являются вторичными. Благоприятствовало оттоку соли из Хобдинской зоны, очевидно, и некоторое повышение плотности надсолевого комплекса, что можно предполагать по данным сейсморазведки. Повышение же плотности пород пермо-триаса приводит к повышению их вязкости и сопротивлению на разрыв, что по данным экспериментов Л. Л. Неттлетона (1935), способствует миграции залегающего ниже пластичного материала на значительные расстояния. Другой американский исследователь, М. Б. Добрин (Dobrin, 1941), сделал вывод о том, что наиболее важным фактором при образовании соляных куполов является вязкость надсолевых пород, а не самой соли. Этим он объясняет, например, отсутствие соляных куполов в районах западного Техаса, так как там распространены прочные надсолевые породы. Ослабленность соляной тектоники Хобдинской зоны, по всей вероятности, находится в определенной зависимости от аномальной структуры ее фундамента с выступом «базальтового» слоя и утоншением, возможно, до полного выклинивания «гранитного» слоя. Однако имеющихся данных для решения этого вопроса в настоящее время недостаточно.

Рассмотренные особенности строения Хобдинской зоны позволяют дать благоприятную оценку перспективам ее нефтегазоносности. В Хобдинской зоне (в Акмечеть-Карабелесском, Тюртчагне-Жекендысайском, Матенкожа-Кенелском межкупольных пространствах) имеются весьма благоприятные для поисков нефтегазовых залежей недоразвитые соляные структуры (рис. 2). Мировая практика показывает, что в солянокупольных областях структуры подобного типа являются наиболее продуктивными. В настоящее время в Хобдинской зоне уже установлены прямые признаки нефтегазоносности: выделения газа из отложений триаса в Хобдинской опорной скважине и газовый выброс из соляного ядра купола Мукан.

Литература

- Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской впадины. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 3, 1957.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Изд-во АН СССР, 1960.
- Журавлев В. С., Лифанов Б. А., Шлезингер А. Е. Новые данные о кунгурских отложениях зоны Хобдинского гравитационного максимума в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, 129, № 6, 1959.
- Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники северо-восточной окраины Эмбэнской нефтеносной области. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 2, 1940.
- Косыгин Ю. А., Рябухин Г. Е. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины и главные задачи по изучению ее глубинной геологии. Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2, 1951.
- Неттлетон Л. Л. Флюидальная механика роста соляных куполов. Центр. бюро научно-техн. информации, вып. 278, Азнефтеиздат, 1935.
- Паркер Т. Л., Мак-Доуэлл А. Н. Экспериментальное изучение солянокупольной тектоники. В сб. «Вопросы экспериментальной тектоники», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Шванк О. А. Некоторые результаты гравитационной съемки юго-востока Европейской части СССР. Тр. Нижне-Волжского научно-исслед. ин-та геолог. и геофиз. Изд-во «Недра», 1964.
- Dobrin M. B. Some quantitative experiments on fluid salt dome model and their geological application. Trans. Amer. Geophys. Union, 22, 1941.

Всесоюзный научно-исследовательский
геолого-разведочный нефтяной
институт

Статья поступила
19 мая 1965 г.

А. А. ГОЛОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЙОНА ОЗЕРА ИНДЕР

Район озера Индер является одним из сравнительно хорошо изученных в геологическом отношении участков центральной части Прикаспийской впадины. Изучение его началось еще в прошлом столетии (Паллас, 1809; Новаковский, 1887; Никитин, 1892 и др.). Подробное описание геологического строения района дано в работах П. А. Православлева (1913) и А. Замятина (1914). Систематическое изучение озера Индер и его окрестностей начало проводиться лишь с 1934 г. (Мокринский, 1938; Коробков, 1960

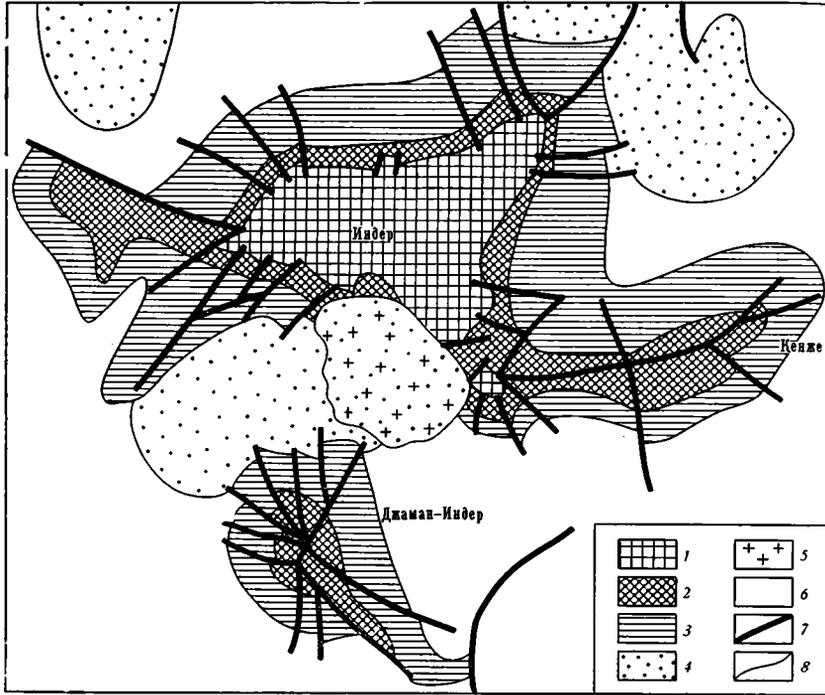


Рис. 1. Тектоническая схема района озера Индер

1 — соляные массивы; 2 — своды соляных куполов; 3 — крылья соляных куполов; 4 — компенсационные мульды; 5 — интенсивно прогибающийся участок компенсационной мульды в новейший и современный периоды; 6 — межкупольные зоны; 7 — разрывные нарушения; 8 — границы тектонических элементов

и др.). С 1960 по 1962 г. в этом районе проводил комплексные геологические съемки Всесоюзный аэрогеологический трест. В связи с последними работами значительно были детализированы наши представления о геологическом строении этого района.

По геологическим и геоморфологическим данным район озера Индер можно разделить на четыре структурных элемента: Основное Индерское поднятие (соляной купол Индер), значительно меньшее по своим размерам Джамантауское поднятие (купол Джаман-Индер), разделяющая их глубокая южная компенсационная мульда, в восточной части которой располагается озеро Индер, и северо-восточная, довольно обширная, компенсационная мульда (рис. 1). Ниже приводится краткое описание этих структур.

Индерская соляно-купольная структура относится к типу открытых, прорванных соляных куполов — гигантов центральной части Прикаспийской впадины. На гравиметрической карте Индер выражен резким и обширным минимумом силы тяжести. Площадь его соляного свода составляет 300 км². В плане соляной свод имеет округлую столбовидную поверхность, осложненную рядом структурных выступов (рис. 2). Эти структурные выступы отходят от основного соляного массива в юго-западном, северо-западном, в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Все структурные выступы характеризуются значительной крутизной наклон поверхности гидромимических отложений к основанию «соляного стола». Углы наклона соляных выступов по геофизиче-

ским данным колеблются в пределах 40—60°. Соляное ядро купола сложено гидрохимическими осадками кунгурского возраста. Основная часть пород представлена каменной солью с прослоями ангидрида, небольшую часть составляют сложнобразованные соли и галопелиты. На куполе Индер по гидрохимическим осадкам пройдены разведочные скважины до глубины 2000 м. Несмотря на большое количество скважин, стратиграфическое расчленение соляной толщи района является весьма затруднительным — это объясняется тем, что в межкупольном пространстве соль нигде не вскрыта, а в ядрах соляных куполов она утратила первоначальную последовательность своего залегания. Тем не менее С. С. Коробов (1960) попытался подразделить соляную толщу купола Индер на четыре свиты (нижняя — сутпайтауская, средняя — кызылтауская, верхняя — курганатауская и покровная — тотджальская). Общую первоначальную мощность соленосной толщи в районе озера Индер С. С. Коробов считает равной 2500—2700 м, а разрез галогенной формации, по его мнению, содержит не менее 4—5 циклов соленакпления. Однако, если исходить из существующих представлений о том, что в центральной части ядра купола находятся более древние соленосные отложения (Долгих, 1960; Китык, 1963), то выделенные С. С. Коробовым толщи будут иметь иную последовательность залегания (нижняя — курганатауская, средняя — кызылтауская и верхняя — сутпайтауская), так что вышеуказанное расчленение не может быть окончательным и требует специальных дополнительных исследований. Соляная толща с поверхности перекрыта кепроком. Кепрок состоит преимущественно из серых гипсов, ангидритов с прослоями известняков и глин. На Индере кепрок сильно закарстован. Мощность гипсовой шляпы в сводовой части купола колеблется от 40 до 60 м, увеличиваясь к периферии до 120 м.

Породы соляной толщи смяты в изоклинальные складки, ориентировка осей которых в общем совпадает с направлением контуров самого купола. Падение слоистости пород направлено внутрь структуры. Соляные породы Индера обычно имеют угол падения 60—80°, но в периферийной части ядра купола становятся более пологими 45—50°. Соляной свод купола последовательно окаймляют верхнепермские и мезокайнозойские отложения. Облекая соляной свод, они образуют сложную брахиантиклиналь, разбитую радиальными сбросами на четыре крыла, каждое из которых разбито на блоки. Одним из наиболее крупных и приподнятых является северное крыло купола.

В присводовой части здесь выходят на поверхность отложения верхней перми и триаса, а на периферии — юрские отложения. Далее на север крыло сложено породами нижнего и верхнего мела, которые еще далее перекрываются плиоценово-четвертичными образованиями. Углы падения пород верхней перми и триаса составляют 40—45°, а юрских и меловых отложений 10—15°. Западное крыло купола сложено юрскими и меловыми породами и осложнено двумя структурными выступами. В пределах южного крыла купола выходят отложения триаса, средней юры, нижнего и верхнего мела. Мощности верхнемеловых пород в пределах этого крыла несколько меньше, чем на западном и северном крыльях. Крыло разбито рядом небольших по амплитуде разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания.

Восточное крыло Индерского купола является довольно обширным. В пределах этого крыла разрывные нарушения имеют в основном восточное и северо-восточное простирание. Крыло сложено породами верхнепермского, триасового, юрского и мелового возраста. В пределах восточного крыла выделяется в качестве самостоятельной структуры Азикаудское поднятие, имеющее форму полукупола и отделенное от основного Индерского поднятия пережимом соли. В сводовой части Азикаудского поднятия установлен целый ряд небольших по амплитуде разрывных нарушений. Один из этих сбросов протягивается к соседней соляной структуре Кенже.

В пределах надсолевого комплекса пород, обрамляющих Индерскую структуру, отмечаются резкие угловые несогласия между отложениями верхней перми и нижним триасом, триасом и нижней юрой, нижней и средней юрой, средней и верхней юрой, верхней юрой и нижним мелом, в отложениях верхнемеловой системы, а также между

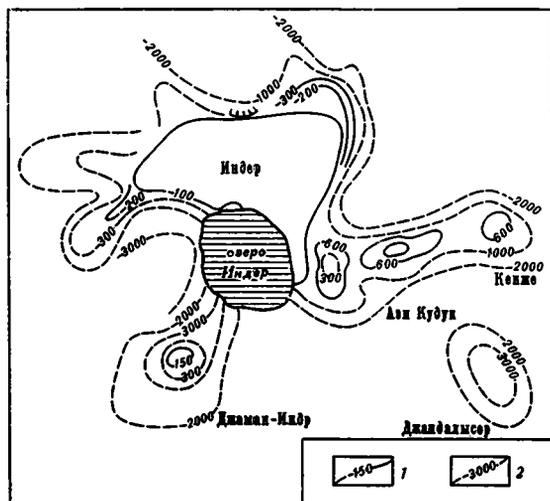


Рис 2. Структурная схема по кровле соли (отражающий горизонт VI). Изогипсы по кровле соли: 1 — достоверные; 2 — предполагаемые

верхним мелом и плиоценом. Несогласие может достигать 10—15°, при углах падения слоев от 35—40° в присводовой части купола и 8—10° на его периферии.

Купол Джаман — Индер располагается в 2 км к югу от озера Индер. Этот соляной купол является также прорванным открытым куполом, который, по всей вероятности, может считаться вторичным по отношению к Индерской соляно-купольной структуре. На правимеритической карте куполу Джаман-Индер соответствует довольно четкий минимум силы тяжести. Соляное ядро купола залегает неглубоко. Кровля соли была вскрыта скважинами на глубине от 80 до 120 м. В центральной части купола кое-где выходят на поверхность гипсы кепрока. В основном же центральное поле купола сложено глинами и песчаниками триасового и нижнеюрского возраста. Залегание этих пород здесь практически горизонтальное. По данным бурения, нижняя юра залегает на своде купола участками на триасе, а частично непосредственно перекрывает кепрок. Купол Джаман-Индер имеет три крыла — восточное, западное и южное. Восточное крыло самое обширное и наиболее приподнятое. Оно сложено глинами, песчаниками и известняками средне- и верхнеюрского возраста, а также глинами и песчаниками нижнемелового возраста и мергелистыми породами верхнего мела. Крыло разбито радиальными сбросами, прослеженными от центральной части купола на восток и северо-восток. Углы падения пород, колеблются от 40° (в песчаниках средней юры) до 10—20° (в песчаниках нижнего мела). Западное крыло отделено от восточного разрывным нарушением, протягивающимся через свод купола с севера на юг. Крыло сложено породами средней юры, нижнего и верхнего мела и разбито сбросами на отдельные блоки. Южное крыло имеет меньшие размеры, чем восточное и западное. Оно осложняется структурным выступом, вытянутым в меридиональном направлении. На куполе Джаман-Индер, так же как и на структуре Индер, наблюдаются те же несогласия в надсолевом комплексе пород.

Третьим крупным структурным элементом района является южная компенсационная мульда. Эта мульда отделяет Индерскую структуру от соляного купола Джаман-Индер. В восточной части этой мульды располагается котловина озера Индер. Это озеро имеет площадь 123 км² и является типичной тектонической впадиной. Наиболее глубокая часть озерной впадины — северо-восточная (глубина около 60 м). Хвалынские отложения в центральной части озера Индер были вскрыты на глубине 45 м, а пробуренная в этой части озера скважина до глубины — 148,5 м, так и не вышла из них. Это говорит о значительном прогибании восточной части этой компенсационной мульды в четвертичный период. Основным источником накопления соляной массы озера являются соляные отложения купола Индер. Вдоль северного побережья озера Индер зафиксировано около 33 минерализованных источников, средний многолетний расход которых составляет около 60 м³/сек. Общая минерализация источников колеблется от 0,4% до 20% (Посохов, 1955).

Северо-восточная компенсационная мульда отчетливо фиксируется по геофизическим данным. Она имеет значительные размеры и по площади соизмерима с Индерской соляно-купольной структурой. Под плиоценово-четвертичными отложениями в этой мульде буровыми скважинами были вскрыты отложения эоцена. По геофизическим данным эта мульда очень глубокая. Подошва неокома в ее центральной части залегает на глубине около 3200 м. Судя по глубине и размерам мульды, можно предполагать, что основной отток соли из нее шел к Индерскому куполу.

Таким образом, завершая рассмотрение всех выше перечисленных структур, можно сделать вывод, что начало формирования открытых прорванных соляных куполов Индер и Джаман-Индер приходится на верхнепермское время, причем первоначально образовался купол Индер. Соляные купола Индер и Джаман-Индер представляют собой сложные по форме соляно-купольные структуры, осложненные рядом структурных выступов. Основной приток соли к этим куполам шел из южной (Индерской) компенсационной мульды. К куполу Индер шел также интенсивный приток соли из северо-восточной компенсационной мульды.

Литература

- Долгих С. А. О строении одного из соляных куполов Прикаспия. Вестн. АН КазССР, № 6 (183), 1960.
- Замятин А. Н. Индерское озеро и его окрестности. Изв. Геол. Ком-та, т. XXXIII, № 7, 1914.
- Китык В. И. Условия образования соляных культур. Изд. АН УССР, Киев, 1963.
- Коробов С. С. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та геалургии, вып. XI, 1960.
- Мокринский В. В. Тектоника района Индерского поднятия. Сб. «Индерские Бораты», ГОНТИ, Л., 1938.
- Никитин С. Н. Отчет экспедиции 1892 г. Зауральские степи Уральской области в Усть-Урт. Изд. о-ва Ряз.-Ур. ж. д. СПб, 1893.
- Новиковский М. М. Очерки геологического характера и минеральных богатств Уральской области. Горн. ж., т. IV, 1887.

Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российской Империи. Ч. 1, Второе тиснение, СПб, 1809.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд. АН СССР, М., 1955.

Православлев П. А. К геотектонике Индерского района. Изв. Алексеевского Донецк. политехнич. ин-та, т. II, отд. 2, 1913.

Всесоюзный научно-исследовательский
геолого-разведочный нефтяной институт

Статья поступила
19 мая 1965 г.

УДК 551.24(234.852)

Г. Я. ДЕМЕНТЬЕВ

МОЩНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА В МАГНИТОГОРСКОМ СИНКЛИНОРИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Магнитогорский синклиорий — одна из крупных структур восточного склона Урала. Он представляет собой южную часть Тагило-Магнитогорской синклинирной зоны. Своеобразие этой структуры состоит в том, что она возникла на месте эвгеосинклинальной зоны, существовавшей здесь в течение палеозойского этапа развития Уральской геосинклинали. Согласно геологическим данным некоторых исследователей (Пронин, 1963, 1964; Ленных, 1961; Червяковский, 1964 и др.), Тагило-Магнитогорская синклинирная зона с запада и востока ограничена зонами глубинных разломов. Интенсивные гравитационные ступени и цепочки линейно вытянутых магнитных аномалий в бортах погружения (Иванов, 1965; Булашевич, Халевиц и др., 1965) подтверждают их тектоническую природу.

Появление глубинных разломов предшествовало палеозойскому этапу геосинклинального развития, в результате чего между синклинирной зоной и соседними зонами антиклинорий отсутствует возрастная и структурная сопряженность (Пронин, 1964). Такая резкая обособленность Тагило-Магнитогорской зоны дает возможность при изучении элементов ее внутреннего строения ограничиваться рамками этой структуры.

Из характеристики палеозойского геосинклинального комплекса, слагающего Тагило-Магнитогорскую зону, необходимо выделить две существенные особенности, важные с точки зрения интерпретации результатов геофизических исследований в ее пределах. Одна из особенностей состоит в том, что геосинклинальный комплекс сформировался на консолидированном основании, которое, в свою очередь, возникло в результате байкальского цикла складчатости, завершившего цикл геосинклинального развития, предшествовавший палеозойскому (Пронин, 1963, 1964; Сергиевский, 1963 и др.). Метаморфические толщи позднего докембрия отделены от осадочно-вулканогенных пород палеозоя угловым несогласием и глубоким перерывом (Горохов, 1964).

Другая особенность касается внутреннего строения палеозойского геосинклинального комплекса, обладающего отчетливым зональным строением. В Магнитогорском синклинории в направлении с запада на восток выделяются западная (Ирендыкская), центральная (Магнитогорская) и восточная (Ахуновско-Кацбахская) зоны. Существует аналогия между западной и восточной зонами (Червяковский, 1964), а от центральной их отличает последовательность и тип формационных рядов, характер магматической деятельности, структурные особенности, степень метаморфизма, главные черты металлогении. Вероятно, погружение геосинклинального прогиба было неоднородным и дифференцировалось на более мелкие участки с различным тектоническим развитием (Пейве, 1945).

Центральная (Магнитогорская) зона сложена осадочными и вулканогенно-осадочными разновозрастными образованиями; вулканогенные породы присутствуют здесь в подчиненном количестве, залегая в виде согласных маломощных прослоек. Для всей зоны характерно достаточно пологое залегание пород.

В западной и восточной зонах резко преобладают вулканогенные породы. Они представлены разновозрастными комплексами и формациями, образовавшимися по меньшей мере от венского и нижнелудловского ярусов силура до нижнего карбона включительно (Червяковский, 1964). В настоящее время более изученной является западная зона. В осевой части она сложена андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами, которые в значительной степени принадлежат наземным фациям; к западу и востоку преобладают риолито-дацитовые породы, в подавляющем большинстве принадлежащие подводным фациям (Червяковский, 1964).

Дифференциация состава пород в пространстве и изменение степени отсортированности материала в зависимости от расстояния до вулканических аппаратов установлены А. А. Гавриловым (1965) для отложений ордовика. По мнению К. П. Плюснина (1962), для всей западной зоны структурный план оставался неизменным по меньшей мере с силура до нижнего карбона. Все эти данные в совокупности послужили основанием для вывода о природе западной зоны, представляющей собой аккумулятивное поднятие, образованное в результате деятельности цепочек древних вул-

жанических аппаратов (Червяковский, 1964). Следовательно, наблюдаемая в Магнитогорском синклинории зональность геосинклинального комплекса характерна для всего периода его развития.

Указанной зональности геологического строения подчинено распределение плотности горных пород внутри синклинория. Наибольшей плотностью обладают породы из осевых участков западной и восточной зон; породы центральной зоны характеризуются меньшими значениями плотности (Дементьев, 1965)¹.

Над Магнитогорским синклинорием гравитационной съемкой установлена интенсивная положительная аномалия силы тяжести. На фоне этой аномалии над западной зоной наблюдается относительное повышение Δg , затем убывание в центральной зоне и снова возрастание над восточной зоной (рис. 1), то есть, гравитационное поле имеет отчетливо выраженный периодический характер (Дементьев, 1965). Периодичность гравитационного поля соответствует изменению плотности пород в пределах синклинория и находится в прямой зависимости от геологической зональности, совпадая с ней по размерам и простираению. Зональность — одна из существеннейших особенностей внутреннего строения геосинклинального комплекса. Поэтому периодическая составляющая гравитационного поля может быть использована для изучения этого комплекса. На гравиметрической карте синклинория периодичность поля выражается в чередовании сопряженных меридиональных

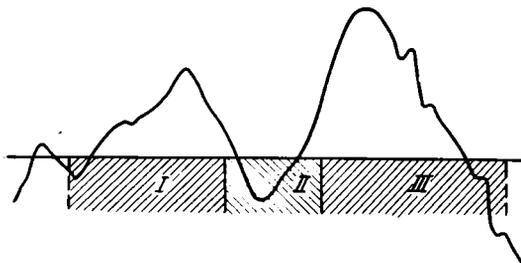


Рис. 1. Аномалия силы тяжести над Магнитогорским синклинорием по профилю, ориентированному вкрест простираения структуры.

Пунктирной линией показано положение западной и восточной границ синклинория; I — западная (Ирдыкская) зона; II — центральная (Магнитогорская) зона; III — восточная (Ахуновско-Кацбахская) зона

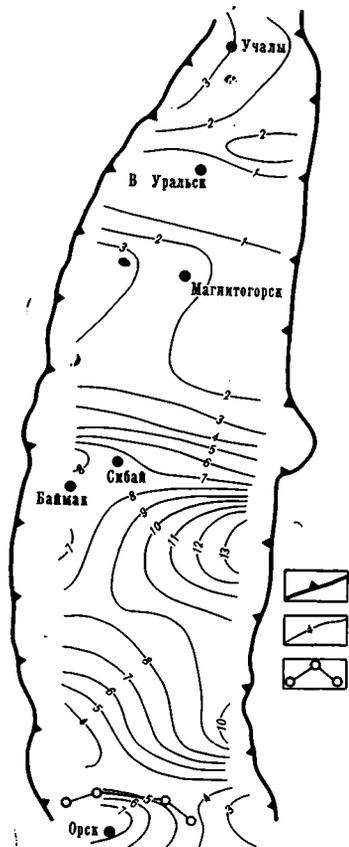


Рис. 2. Схема мощности палеозойского геосинклинального комплекса для внутренней области Магнитогорского синклинория.

1 — границы синклинория; 2 — линии равных мощностей геосинклинального комплекса (км); 3 — сейсмический профиль

зон, прослеживаемых почти по всей длине структуры. Лишь на небольшом участке в районе города Верхне-Уральска отмечено резкое ослабление периодичности.

Методика интерпретации периодического гравитационного поля рассмотрена в упомянутой выше работе автора. Здесь приводятся лишь некоторые пояснения ее главнейших моментов.

Автором получено соотношение, выражающее связь амплитуды периодической составляющей гравитационного поля с мощностью слоя, имеющего зональное строение:

$$\Delta g_1^{\max} = 2 \cdot f \cdot \Delta \sigma_0 \cdot 2b \cdot \left(1 - e^{-\frac{\pi h}{2b}} \right),$$

где Δg_1^{\max} — амплитуда периодической составляющей гравитационного поля; f — гравитационная постоянная; e — основание натуральных логарифмов; $2b$ — горизонталь-

¹ Статья автора «Методика интерпретации периодических гравитационных полей на примере Магнитогорского мегасинклинория» помещена в сборнике «Разведочная геофизика», Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 47, Сборник выходит из печати в 1966 г.

ный размер зоны внутри слоя; $\Delta\sigma_0$ — амплитуда изменения плотности между зонами; h — вертикальный размер (мощность) слоя, имеющего зональное строение.

Величина $2b$ без затруднений может быть определена и по геологическим и по геофизическим данным; для Магнитогорского синклиория эта величина соответствует ширине западной, центральной или восточной зон. Амплитуда периодической составляющей определяется по графикам наблюдаемой аномалии силы тяжести с помощью гармонического анализа. И, наконец, для определения мощности слоя на основании указанного равенства необходимо численное значение величины изменения плотности между зонами. Определить это значение возможно, только изучив фактическое распределение плотности в разных зонах.

В Магнитогорском синклиории зональным строением характеризуется комплекс пород, сформировавшийся в процессе развития палеозойской геосинклинали. Следовательно, в условиях синклиория по величине амплитуды периодической составляющей гравитационного поля возможно определить мощность палеозойского геосинклинали комплекса. Расчеты по предложенной методике выполнены по серии широтных профилей, равномерно расположенных на расстоянии 8—10 км друг от друга от широты Учалов на севере до широты города Орска на юге.

На основании расчетов построена схема мощности геосинклинали комплекса для внутренней части синклиория (рис. 2). К сожалению, в настоящее время на территории этой структуры нельзя указать ни одной скважины, вскрывшей геосинклиальный комплекс на всю его мощность. Отсутствие глубоких структурных скважин отрицательно сказывается и на результатах сейсморазведки, чрезвычайно затрудняя стратиграфическую и петрографическую привязку сейсмических горизонтов. Поэтому по сейсмическим данным мощность геосинклинали комплекса определяется крайне неуверенно. Для сопоставления можно использовать лишь сейсмический профиль, пройденный в субширотном направлении несколько севернее города Орска. Положение подошвы геосинклинали комплекса, определенное по гравитационной аномалии вдоль этого профиля, совпало с границей, разделяющей сейсмический разрез на две части — верхнюю и нижнюю. Отражения зафиксированы только в верхней части и практически полностью отсутствуют в нижней (рис. 3).

Как показали результаты расчетов, мощность геосинклинали комплекса для внутренней области синклиория не постоянна, причем ее изменение неоднородно. Выделяются участки резкого и спокойного изменения мощности. Участки с резким

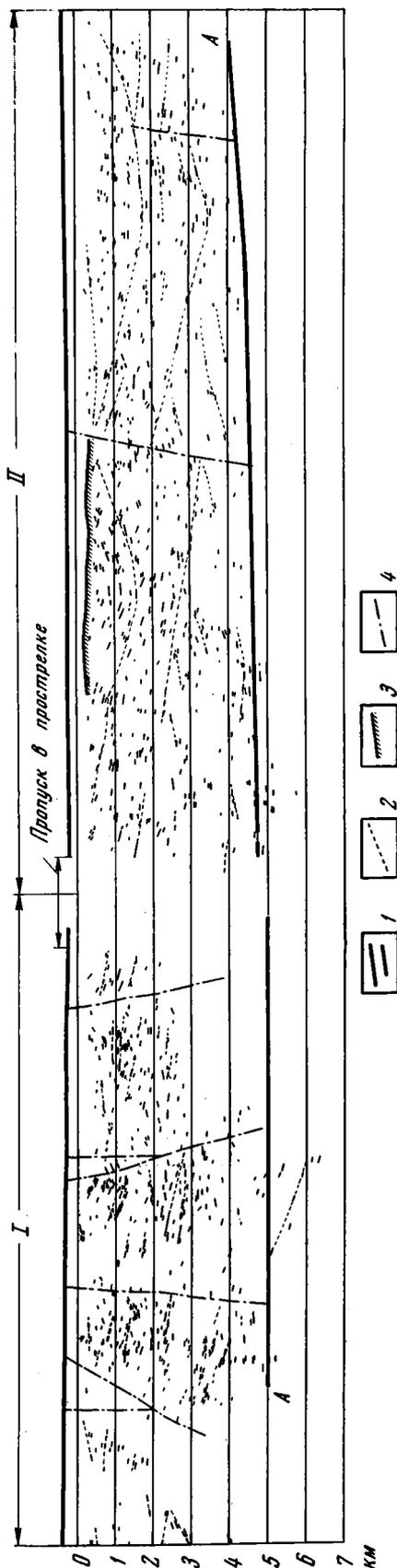


Рис. 3. Сейсмический разрез (по В. Н. Шамакову и др.). Положение профиля показано на рис. 2

1 — отражающие площади; 2 — условные отражающие горизонты; 3 — преломляющая граница; 4 — разрывные нарушения. Линия А — А показывает положение подошвы геосинклинали комплекса, определенное по данным гравиметрии; I — западная зона; II — центральная зона

изменением выявлены в районе городов Верхне-Уральска, Сибая и к северу от Орска (см. рис. 2). Особенностью этих участков является субширотное простирание и относительно небольшие поперечные размеры. Участки резкого изменения мощности разделяют более обширные участки, в которых мощность геосинклинального комплекса меняется монотонно. В пределах одного из таких участков к югу от Сибая (рис. 2) мощность геосинклинального комплекса достигает 10—13 км, что в три-четыре раза превышает величину мощности на участке к северу от Сибая.

Палеозойский геосинклинальный комплекс расчленяется на ряд свит. Наблюдениями с поверхности установлено, что их мощности в пределах Магнитогорского и Баймакского участков не одинаковы. Например, в восточной зоне на Баймакском участке мощность отложений березовской свиты достигает величин, не встречаемых на территории Магнитогорского участка. Не остаются неизменными и морфологические особенности складчатых структур. Например, в западной зоне в пределах Баймакского участка мощность отложений березовской свиты достигает величин, не встречаемых на территории Магнитогорского участка. Не остаются неизменными и морфологические особенности складчатых структур. Например, в западной зоне в пределах Баймакского участка преобладающей формой структур, сложенных силурийско-нижнедевонскими породами, являются брахискладки. На продолжении этой же зоны на Магнитогорском участке преобладает линейная форма складок (Плюсин, 1962).

Особо следует отметить участок, расположенный в районе города Верхне-Уральска. Как упоминалось, на карте аномалии силы тяжести этот участок отчетливо вырисовывается по резкому убыванию периодической составляющей. Здесь же определена наименьшая мощность геосинклинального комплекса. Район Верхне-Уральска и ранее привлекал внимание в связи с резким уменьшением (почти до выклинивания) целой серии свит, начиная с карамалыташской, и интенсивным проявлением интрузивной деятельности, сопровождавшейся интрузиями пород ультраосновного состава. По всей вероятности, условия палеозойского этапа на этом участке существенно отличались от условий, существовавших на остальной территории синклиория. Возможно, что эта специфика была обусловлена особенностями строения более глубоких горизонтов.

Определение мощности геосинклинального комплекса — лишь один из этапов, процесса познания глубинного строения Магнитогорского синклиория. Знание мощности геосинклинального комплекса позволит более полно и объективно использовать данные геофизики для изучения внутреннего строения этого комплекса и решения металлогенических задач.

На основании представленной схемы могут быть сделаны некоторые предварительные выводы, касающиеся глубинного строения территории, занимаемой синклиорием. Особенности изменения мощности геосинклинального комплекса свидетельствуют о блоковом строении байкальского, а возможно и более древнего основания эвгеосинклинали. С запада и востока блоки ограничены глубинными разломами, определяющими положение границ Магнитогорского синклиория. В плане размеры блоков в первом приближении определяются размерами участков со спокойным изменением мощности геосинклинального комплекса. А положение участков с резким изменением мощности указывает на положение северных и южных границ блоков; простирание этих границ — субширотное.

Определение размеров геосинклинального комплекса позволяет исключить его гравитационное влияние из общей величины аномалии силы тяжести. Тем самым открывается возможность использования данных гравиметрии непосредственно для изучения глубоких горизонтов земной коры.

Представленная схема может быть использована также для выбора места заложения сверхглубокой скважины на восточном склоне Южного Урала.

Литература

- Булашевич Ю. П., Халевиц Н. И., Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А. К выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале. Методические вопросы рудной геофизики Урала, геофиз. сб. № 4, Тр. ИГ УФАИ СССР, вып. 3, Свердловск, 1965.
- Гаврилов А. А. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс Южного Урала. Литология и полезн. ископ., № 3, 1965.
- Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 124, Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов О. Д. Структурные особенности западной зеленокаменной полосы Мугоджар и закономерности размещения медного оруденения. Сов. геология, № 3, 1965.
- Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения. Сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 8, Госгеолтехиздат, 1961.
- Нестоянова О. А. Разломы Магнитогорского мегасинклиория и связь с ними медноколчеданных месторождений Южного Урала. Сб. «Материалы по геологии Урала», Тр. ВСЕГЕИ, т. 109, Л., 1964.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.

- Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского метасинклинария, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVII, № 3, 1962.
- Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
- Пронин А. А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. Сб. «Строение и развитие земной коры», Изд-во «Наука», 1964.
- Сергиевский В. М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
- Червяковский Г. Ф. Некоторые новые данные об истории развития тектонических структур и магматизма Тагильского и Магнитогорского погружений Уральской палеозойской геосинклинали. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.

Свердловский горный институт
им. В. В. Вахрушева

Статья поступила
6 сентября 1965 г.

УДК 551.245

С. И. ШЕРМАН

О НОВОМ ТИПЕ КАРТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

В последние годы широкое использование данных по тектонической трещиноватости в различных отраслях геологических исследований (структурная, инженерная, рудничная, нефтяная, геология, гидрогеология, горное дело и др.) привело к разработке ряда методических приемов по сбору полевых материалов и камеральной обработке результатов наблюдений (Ажгирей, 1956; Беликов, 1953; Белоусов, 1952; Вольфсон, 1954 и др.). На схемах или даже картах тектонической трещиноватости, составляемых в таких случаях, акцентируется внимание на какой-либо одной из специфических сторон изучения трещиноватости, важной именно для данной отрасли. За редкими исключениями, составленные карты не могут быть использованы для более широкого геологического анализа. Отсутствие единых требований к картам тектонической трещиноватости породило многообразие их форм и в некоторой мере стимулировало и стимулирует узкий подход к проблеме. Последнее, в свою очередь, приводит в ряде случаев к повторению работ по тем или иным районам, удорожает и задерживает в целом процесс познания общих закономерностей развития трещиноватости, не способствует накоплению материала для создания в будущем карт региональной и планетарной трещиноватости (Шульц, 1964).

Автор сделал попытку обобщить основные требования, предъявляемые к карте тектонической трещиноватости, и разработать одну из наиболее приемлемых форм отображения этих данных на ней с тем, чтобы в последующем можно было использовать такую карту при различных геологических исследованиях.

Из тщательного анализа материала следует, что карта тектонической трещиноватости должна показывать:

1) основные направления тектонических трещин в различных участках анализируемой территории;

2) количественные взаимоотношения между основными системами трещин с тем, чтобы легко можно было выделить главные и второстепенные направления;

3) степень интенсивности¹ трещиноватости в различных участках анализируемой территории и характер изменения интенсивности по площади.

Естественно, карта должна быть наглядной, легко читаться и удовлетворять запросы широкого круга геологов.

Первые два положения из требований к карте осуществляются нанесением на план роз или круговых сферических диаграмм трещиноватости. Их наиболее удобно располагать на краях плана и стрелкой указывать место, к которому они относятся, или же размещать непосредственно на плане в местах, по которым обобщаются замеры. К последнему желательно прибегать, когда поле диаграммы не мешает общему восприятию других контуров карты. Около диаграмм необходимо указывать интервал проведения изолиний процентной плотности точек внутри них. Если для всех диаграммы

¹ Под интенсивностью трещиноватости в согласии с рядом исследователей мы понимаем выраженное в процентах отношение суммы произведений длин трещин на их зияние к единице площади (Шерман, 1962). Вместо интенсивности трещиноватости можно пользоваться одним из других количественных параметров трещиноватости: частотой трещин (Белоусов, 1952); удельной трещиноватостью (Королев, 1951), удельным растяжением (Королев, 1951) или другими.

Интенсивность трещиноватости является наиболее всеобъемлющим параметром.

интервал проведения изолиний выбран идентичным, то необходимость его указания возле каждой диаграммы отпадает.

Степень интенсивности трещиноватости показывается на карте изолиниями. Для этого на план наносятся выраженные в процентах или других единицах данные об интенсивности трещиноватости по точкам наблюдения. Через точки с одинаковой интенсивностью проводятся изолинии, поля между которыми занимают районы с одинаковыми количественными параметрами трещиноватости.

Для карт тектонической трещиноватости очень важно соблюдать условие равномерного покрытия площади точками наблюдений. Оно облегчает построение карты и увеличивает степень ее надежности.

Определение кондиционности и масштаба карты наиболее целесообразно производить согласно существующим в геологической практике положениям. Поскольку в силу неравномерной обнаженности и прочих факторов строгую и определенную гус-

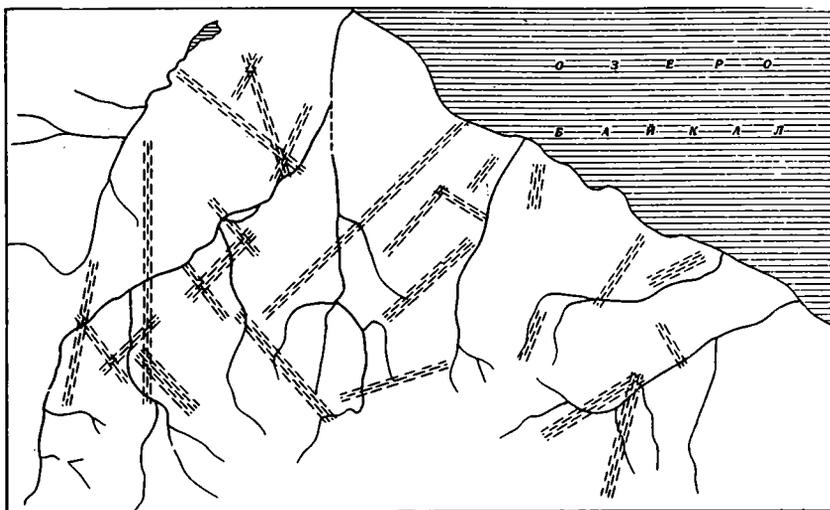


Рис. 2. Схема ориентировки зон повышенной трещиноватости в районе Слюдянского флогопитоносного поля

тоту сетки наблюдений выдержать трудно, масштаб карты надо определять исходя из наиболее удаленных друг от друга участков наблюдений.

Для удобства генетического анализа тектонической трещиноватости карту желательно строить в масштабе уже имеющихся для рассматриваемых районов геологической и тектонической, или, если это участок детального картирования, структурной карты. При этом может нарушиться «кондиционность» карты, но исследователь выигрывает в наглядности сопоставления.

Анализ составленной таким образом карты не вызывает затруднений. Главные системы тектонических трещин, степень их относительного развития и элементы залегания (координаты максимумов) легко читаются по диаграммам трещиноватости. Поведение полей изолиний отражает характер изменения интенсивности трещиноватости по площади. Сгущение изолиний, концентрация их в определенных местах говорят о локальном повышении интенсивности трещиноватости. Цепочное или четкообразное расположение сгущений подчеркивает наличие в районе линейно вытянутых зон повышенной трещиноватости.

На рис. 1 приводится карта тектонической трещиноватости, составленная нами для Слюдянского флогопитоносного поля.

Этот район слагают метаморфические образования, относимые к слюдянской свите верхнеархейского возраста. Около $\frac{2}{3}$ состава свиты слагают карбонатные породы и одна треть ее представлена существенно гнейсовыми, силикатными разностями. В структурном отношении район располагается на юго-западном крыле крупного антиклинория, с осью, простирающейся на запад-северо-запад. Общую структуру антиклинория осложняют складки второго порядка, оси которых имеют северо-западное простирание.

Карта тектонической трещиноватости также отражает северо-западное простирание всей толщи. Поля с одинаковой интенсивностью трещиноватости вытянуты в северо-западном направлении, но их контуры не совпадают, а лишь очень грубо копируют общее простирание пород. В северо-восточной части карты в прибрежной к Байкалу области можно заметить стремление полей трещиноватости приобрести северо-восточное простирание. Последнее отражает интенсивное развитие на участке разрывов аналогичной ориентировки. Нетрудно заметить также, что поля с наиболее интенсив-

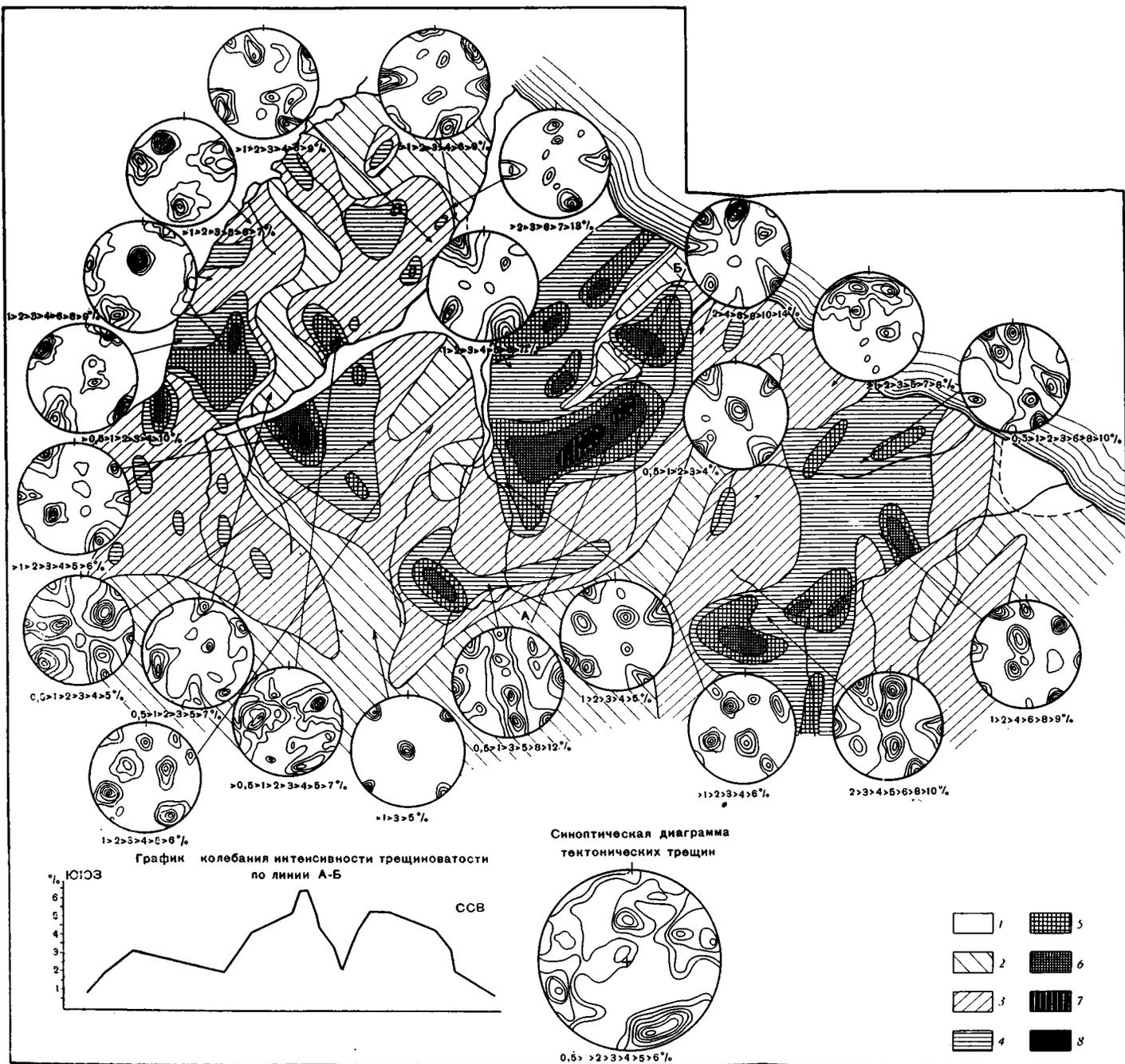


Рис. 1. Карта тектонической трещиноватости Слюдянского флогопитоносного поля
 Интенсивность трещиноватости: 1 — участки с покровом рыхлых отложений; 2 — до 1%; 3 — 1–2%; 4 — 2–3%;
 5 — 3–4%; 6 — 4–5%; 7 — 5–6%; 8 — >6%.

ной трещиноватостью тяготеют к району правого берега р. Слюдянки и низовьям ручья Улунтуй (района наиболее богатой флогопитовой зараженности). Сгущение трещиноватости здесь закономерно связано с небольшим куполовидным поднятием, контролирующим в некоторой мере степень интенсивности трещиноватости.

Анализ расположения мест со сгущенной концентрацией послужил основанием для составления схемы расположения и ориентировки зон повышенной трещиноватости (рис. 2).

Направление и степень развития систем трещин в любом из мест района легко интерпретируется по диаграммам трещиноватости.

Сопоставление ориентировки главных систем трещин с основными элементами развитых в районе складок показало отсутствие строгой геометрической, а следовательно и генетической зависимости между ними. Главные системы трещин в районе не изменяют своей ориентировки при повороте или ундуляции шарниров складчатых структур. Это позволило автору прийти к выводу о максимальном развитии незалеченной тектонической трещиноватости в один из последних этапов тектонической активизации района, не связанном во времени с процессом складкообразования.

Предлагаемый тип карт тектонической трещиноватости позволит направленно систематизировать имеющийся и с каждым годом пополняющийся материал, будет служить надежной основой для будущих карт региональной и планетарной трещиноватости и может быть легко интерпретирован в своем преломлении широкими кругами геологов различных направлений.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Б е л и к о в Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Б е л о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та, вып. 17 (34). Изд-во АН СССР, 1952.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. Всес. заочн. политехн. ин-т. М., 1954.
- Е д и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1953.
- К о п ы с т ы а н с к и й Р. С. Вопросы методики исследования и классификации трещин в нефтяной геологии. Тр. Всес. совещ. по трещинным коллекторам нефти и газа. Госгостехиздат, Л., 1961.
- К о р о л е в А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Тр. Ин-та геол. АН УзбССР, вып. 6, Ташкент, 1951.
- К р и г е р Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Мат-лы по инж. геологии, вып. 2. Металлургиздат, 1951.
- М е т о д и ч е с к о е п о с о б и е по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Тр. Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 201, Госгостехиздат, 1956.
- М и х а й л о в А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
- Н е й ш т а д т Л. И. Опыт количественного учета трещиноватости в целях инженерно-геологической оценки горных пород. Мат-лы по инж. геологии, вып. 4, Metallurgizdat, 1953.
- О в ч и н н и к о в А. М. К методике изучения трещиноватости. Разведка недр, № 4—5, 1938.
- П е р м я к о в Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Мат-лы познания геол. строения СССР, нов. серия, вып. 12(16). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, 1949.
- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, М., 1939.
- С а м е д о в С. С. Карта изохазм тектонической разбитости Азербайджана. Масштаб 1 000 000. Уч. зап. Азербайдж. гос. ун-та, № 1, Баку, 1961.
- С и т т е р Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит. М., 1960.
- Ч а р у ш и н Г. В. Дифференцированные схемы изоклаз на примере Лево-Ингодинского месторождения Вост. Забайкалья. Мат-лы по геологии рудн. месторождений Прибайкалья, Тр. ВСГИ, вып. 13, Иркутск, 1963.
- Ш е р м а н С. И. Некоторые вопросы трещиноватости горных пород в связи с обводнением Слюдянских флогопитовых месторождений. Тр. ВСГИ, вып. 9, Иркутск, 1962.
- Ш у л ь ц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», М., 1964.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские; h и п, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должно быть приложено резюме (до 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (1—2 стр., машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Цена 1 р. 20 к.

219
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР.
Д.З. В.42
МАКАРЧЕВУ Г.И.
6.3.11.1957

Индекс
70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати книга:

**ЖИВАЯ ТЕКТОНИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ**
(опыт применения палеосейсмогеологического метода).
20 л. 1 р. 70 к. (ориентировочно).

В книге приведена геолого-тектоническая характеристика нагорья, описана новейшая и живая тектоника, новейший вулканизм, подробно — сильные землетрясения и их геологические следствия, сейсмогенные структуры, возникшие при ранних катастрофических землетрясениях, результаты инструментальных исследований сейсмического районирования.

Перед авторами книги стояла задача определить уровень сейсмической активности Станового нагорья, сейсмичность которого ранее не изучалась. Общепринятые методы были недостаточны, применили новый метод (палеосейсмогеологический) для выявления по остаточным деформациям земной коры, зон ранних катастрофических землетрясений. Сейсмогеологические исследования велись в комплексе с инструментальными сейсмологическими. В результате в Становом нагорье были выявлены многочисленные структуры живой тектоники, эпицентральные зоны катастрофических землетрясений, голоценовые вулканы, составлена карта сейсмического районирования. Работа богато иллюстрирована фотодокументами.

Книга предназначена для специалистов по новейшей и живой тектонике, сейсмогеологии, инженерной геологии, сейсмологов и геоморфологов.

