

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1977

ГЕОТЕКТНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1977

СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Зоненшайн, А. М. Городницкий. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Позднемезозойские и мезозойские реконструкции	3
И. П. Гамкрелидзе. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса	25
А. А. Константиновский. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы	38
Г. И. Слепакова. О продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийской впадине	46
Б. А. Соколов. О тектонике Мезенской синеклизы	51
О. М. Розен. Особенности вулканизма и эволюция земной коры Кокчетавского массива в позднем докембрии	56
Д. И. Горжевский, В. Б. Караулов, М. Ф. Микунов, Е. И. Филатов. Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений	70
Р. Б. Умитбаев. Структурное положение и некоторые особенности гипербазитов Северного Приохотья	78
Н. П. Болтышев. Об одной малоизученной особенности зон локальных тектонических разрывов	86
В. К. Кучай, В. Г. Трифонов. Молодой сдвиг левый в зоне Дарваз-Каракульского разлома	91
Ю. А. Косыгин, В. Ю. Забродин, А. А. Коноваленко, В. А. Кулындышев, В. А. Сидюков, В. А. Соловьев. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов	106

Краткие сообщения

М. А. Гончаров, В. С. Фролова. Пример изменения вязкости горных пород при начальном метаморфизме	113
Н. В. Лукина. Об одной особенности новейших деформаций поверхности палеозойского основания Северного Памира	116

Критика и дискуссии

С. Н. Иванов, Г. Б. Ферштатер. О латеральной магматической и металлогенической зональности в зонах сочленения континентальной и океанической земной коры (критические замечания к двум статьям Л. П. Зоненшайна и его соавторов)	121
--	-----

Хроника

О работе Подкомиссии по тектонической карте мира во время XXV сессии Международного геологического конгресса (Сидней, август 1976 г.)	127
---	-----

G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1977

CONTENTS

L. P. Zonenshain, A. M. Gorodnitsky. Paleozoic and Mesozoic reconstructions of continents and oceans. 2. Late Mesozoic and Mesozoic reconstructions	3
I. P. Gamkrelidze. Tectonic development of the Anatolian-Caucasian-Iranian segment of the Mediterranean belt	25
A. A. Konstantinovsky. Onezhsko-Kandalakshsky Riphean graben of the East-European platform	38
G. I. Slepakova. On continuation of the Pachelma avlacogen in the Precaspian basin	46
B. A. Sokolov. On tectonics of the Mezenskaya syncline	46
O. M. Rozen. Specific features of volcanism and evolution of the Earth's crust of the Kokchetavsky massif in the Late Precambrian	51
D. I. Gorzhevsky, V. B. Karaulov, M. F. Mikunov, E. I. Filatov. Structure of the Rudny Altai and regularities of arrangement of polymetallic deposits	56
R. B. Umitbaev. Structural position and some peculiarities of ultrabasites in North Priokhtie	70
N. P. Boltyshev. On a poorly studied feature of the zones of local tectonic faults	78
V. K. Kuchai, V. G. Trifonov. A young left shift in the zone of the Darvaz-Karakulsky fault	86
Yu. A. Kosygin, V. Yu. Zabrodin, A. A. Konovalenko, V. A. Kutyndyshev, V. A. Sinyukov, V. A. Soloviev. The term «deep fault» and problems of deep faults systematics	106

Short communications

M. A. Goncharov, V. S. Frolova. An example of changing the viscosity of mountain rocks in initial metamorphism	113
N. V. Lukina. On some peculiarities of the newest deformations of the surface of the Paleozoic North Pamirs basement	116

Criticism and discussion

S. N. Ivanov, G. B. Fershtater. On lateral magmatic and metallogenic zonation in joint zones of the continental and oceanic Earth's crust (critical remarks on two papers by L. P. Zonenshain and co-authors)	121
--	-----

Chronicles

On work of the Subcommittee on the Tectonic Map of the World during the XXV-th session of the International Geological Congress (Sydney, August 1976)	127
---	-----

УДК 551.248.1 : 551.76

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, А. М. ГОРОДНИЦКИЙ

**ПАЛЕОМЕЗОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ.****СТАТЬЯ 2. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

На основе геологических, палеомагнитных и палеоклиматических данных произведены реконструкции континентов и океанов для раннего карбона, позднего карбона — ранней перми, позднего триаса, поздней юры и позднего мела. К рассмотренным интервалам времени относится спаивание всех континентов в единый суперконтинент Пангею и последующий распад Пангеи.

В предыдущей статье (см. Геотектоника, № 2, 1977) была освещена методика составления палинспастических реконструкций былого расположения континентов и океанов на основе геологических, палеомагнитных и палеоклиматических данных и было дано описание таких реконструкций для раннего и среднего палеозоя. В данной статье продолжается в хронологическом порядке рассмотрение реконструкций.

РАННИЙ — СРЕДНИЙ КАРБОН, 340—320 МЛН. ЛЕТ (РИС. 1)

Во вторую половину девона и начале карбона континенты продолжают сближаться друг с другом, наследуя тенденцию, определившуюся в девоне.

Это время отвечает проявлениям герцинской складчатости, которой предшествовали орогении конца девона: антлерская на западе Северной Америки, акадская в Аппалачах, таббераберская в Восточной Австралии. Из всех других палеозойских эпох складчатости никакая другая не проявилась так широко на площади почти всех складчатых поясов. Особенно интенсивными складкообразовательными движениями были на территории Евразии, т. е. на той территории, которая до этого была занята океаническими бассейнами. Большинство прежних океанических бассейнов закрывается, а континенты сгущиваются, образуя уже подобие позднепалеозойской Пангеи. Внутри этого «континентального» полушария одновременно с герцинской складчатостью начинает раскрываться позднепалеозойский палео-Тетис (см. ниже), но самый простой обзор рис. 1 показывает, что раскрытие палео-Тетиса не могло обеспечить динамические усилия для деформации столь обширных территорий. Поэтому в глобальном масштабе необходимо искать другой источник сил, приводящий к сгущиванию континентов. Очевидно, он мог находиться только в пределах другого полушария, отвечающего в общем палео-Тихому океану. Действительно, по окраинам континентов, обрамляющих Тихий океан, мы во многих местах находим отголоски его активности (Пущаровский, 1972; Богданов, 1975). Так, на Северо-Востоке СССР рассматриваемый рубеж отмечен началом формирования верхоянской серии на Сибирском континенте и вулканической дуги на его крае (Корякия). В это же время обособились позднепалеозойские геосинклинальные зоны Японии, Новой Каледонии, Новой Зеландии и других районов Тихоокеанского пояса. В Кордильерах Северной Америки в раннем карбоне реконструируется система островной дуги и окраинного моря

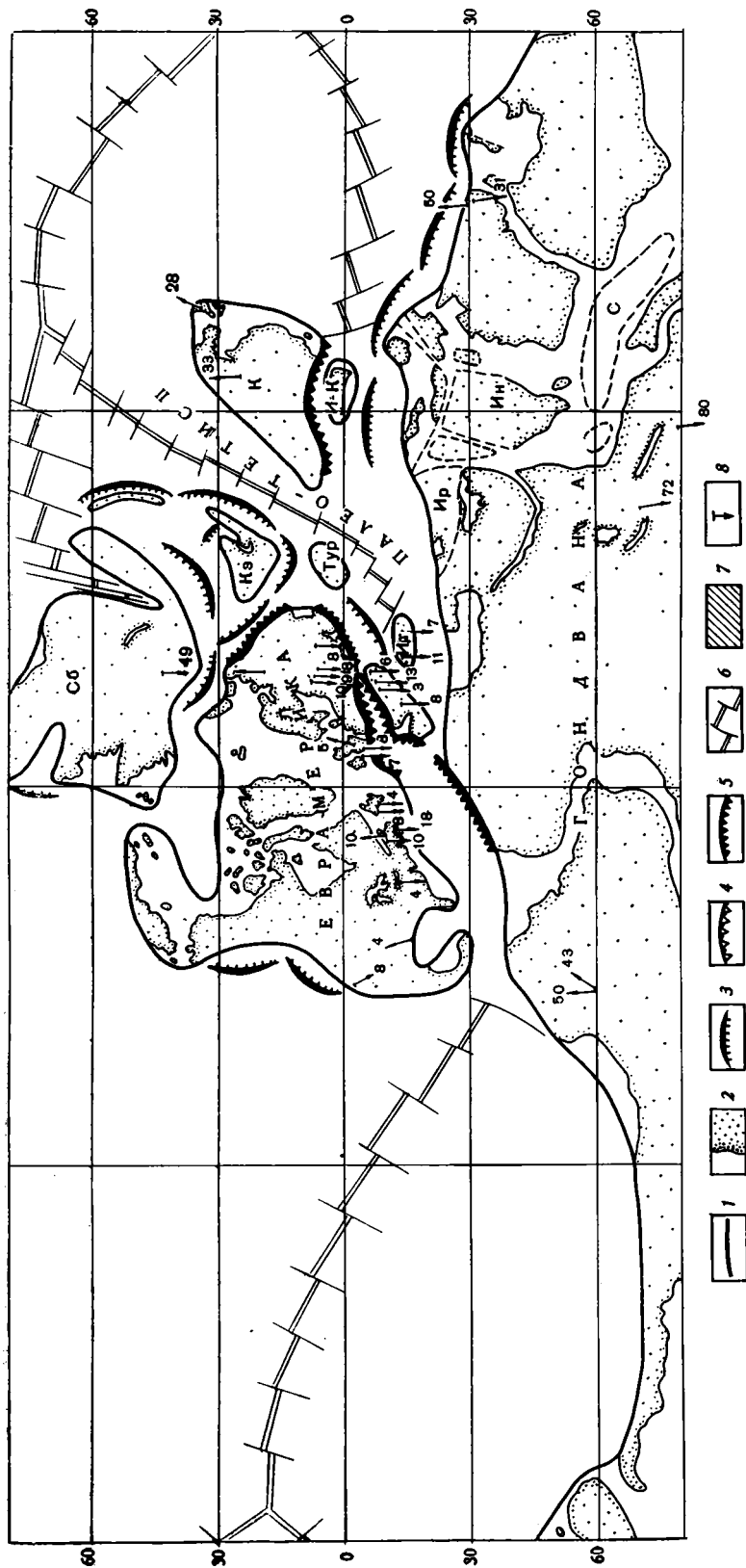
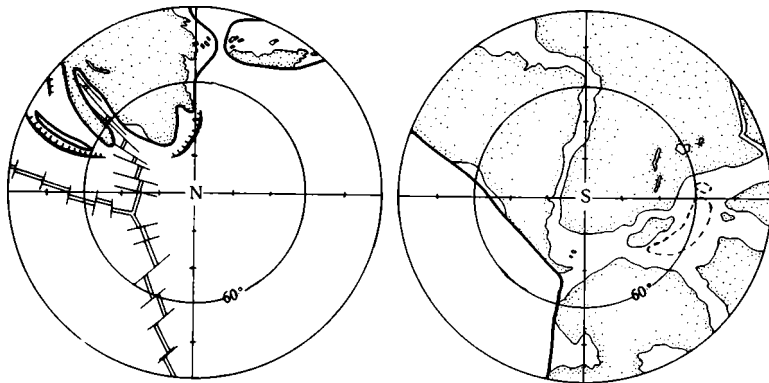


Рис. 1а



6

Рис. 1. Реконструкция континентов и океанов раннего карбона (340—320 млн. лет):

а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции.

1 — контуры континентов и микроконтинентов; 2 — континенты в пределах современной суши; 3 — системы островных дуг; 4 — активные континентальные окраины; 5 — зоны столкновения континентов и континентов с островными дугами; 6 — системы срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов; 7 — сравнительно достоверное положение осевых зон срединно-океанических хребтов; 8 — отмершие системы спрединга; 9 — палеомагнитный вектор; цифра — палеомагнитная широта.

В буквами обозначены континенты и микроконтиненты: Б — Бенгальский, И — К — Индо-китайский, Ин — Индийский, Ир — Иранский, Ит — Итальянский, К — Китайский, Кз — Казахстанский, П — Пакистанский, Пн — Паннонский, Рд — Родопский, С — Сейшельский, СА — Северо-Американский, Сб — Сибирский, Тур — Туранский, ЮА — Южно-Американский

(Monger et al., 1972). Собственно Тихоокеанский пояс в контурах, близких к современным, оформился в этот промежуток времени. С большой вероятностью можно допускать резкую активизацию спрединга в палео-Тихом океане.

Внутри «океанского» полушария прежде всего необходимо обратить внимание на позднепалеозойский палео-Тетис. Этот океан был выпукло намечен сравнительно недавно А. Б. Дергуновым, Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским и А. С. Перфильевым (1971). На западе, в районах Восточных Альп, Балканского полуострова, Ближнего Востока он восстанавливается по развитию полного разреза морского карбона и присутствию в нем местами (Динариды) спилитов (Schönenberg, 1970; Белов, 1970, 1971). Офиолиты, возможно, этого возраста указываются в Передовом хребте Большого Кавказа. Более надежные данные существуют для Средней Азии, где прослеживается непрерывный пояс каменноугольных офиолитов от Герирудского шва в Афганистане до Южного Гиссара и Северного Памира. Э. А. Портнягин и др. (1973) показали, что раннекаменноугольные офиолиты Гиссарского хребта генетически связаны с роями параллельных даек, рассекающих более древний метаморфический фундамент, т. е. они возникли в результате растяжения — рифтинга. Вулканиды, входящие в состав офиолитового комплекса, принадлежат к низкокалиевым океаническим толеитам, офиолиты перекрываются среднекаменноугольными андезитами. На Северном Памире остатки ложа палео-Тетиса заключены, возможно, в зеленокаменные эффузивах нижнего карбона и в Дарваз-Сарыкольском метаморфическом комплексе (Власов, 1969). Далее на восток выходы офиолитов расщепляются на две ветви. Более северная может быть прослежена местами вдоль южного края Таримской котловины и затем в Бейшане, где известны выходы гипербазитов и позднепалеозойских морских отложений (Основы тектоники Китая, 1962). Восточнее эта ветвь переходит

в офиолиты Внутренней Монголии и в Солонкерскую зону крайнего юга МНР (Борзаковский, Суетенко, 1970). Еще восточнее эта ветвь смыкается с позднепалеозойскими офиолитами Гириной зоны Маньчжурии и Гродековской зоны Приморья. Другая ветвь проходит, вероятно, через Тибет (Л. П. Копаевич, устное сообщение) в Юньнань и далее либо в Северный Вьетнам, либо поворачивает на юг, следуя через Таи-Малайскую систему (Hutchison, 1973). Возможно, изолированные остаточные океанические бассейны продолжали существовать в Иртыш-Зайсанской зоне и под Западно-Сибирской низменностью.

Вновь возникший позднепалеозойский палео-Тетис (или палео-Тетис II второй генерации) следовал примерно вдоль среднепалеозойских океанических бассейнов, но был смещен от них к югу. Это хорошо видно в Средней Азии и Монголии. Океан палео-Тетис II отделил Китайский континент от Сибирского и Казахстанского континентов.

Палео-Тетис, очевидно, на всем своем протяжении обрамлялся с севера системами вулканических островных дуг. Они отмечены поясами развития вулканических комплексов известково-щелочного состава. Такие комплексы протягиваются широкими полосами в Южной Монголии (Гобийский Алтай), где ассоциируют с черносланцевыми и граувакковыми толщами, представляющими скорее всего отложения окраинных морей в тылу островных дуг. В Южном Тянь-Шане, в Гиссарском хребте вулканиты андезито-базальтового состава доминируют в разрезе нижнего — среднего карбона. Они сопровождаются флишеподобными толщами и олистостромами. Э. А. Портнягин и др. (1973) показали принадлежность этих комплексов пород к островодужной ассоциации. По островным дугам намечается положение прежних зон Бенюфа, наклоненных в большей своей части от палео-Тетиса на северо-запад под Сибирский и Казахстанский континенты.

Внутри прежнего пространства, занятого палео-Азиатским океаном, наряду с вновь возникшими горно-складчатыми сооружениями формировались местами островные дуги, под которыми поглощались упоминавшиеся выше остаточные океанические бассейны. Такая вулканическая дуга восстанавливается, например, на Рудном Алтае, где в Чарской зоне нижний карбон представлен в основном вулканитами андезито-базальтового состава, а в соседней (с востока) Калба-Нарынской зоне — существенно терригенными толщами (Геология СССР, т. 41, 1966). Вулканиты отвечают самой вулканической дуге, а терригенные толщи — окраинному морю. В этом районе проявлен парный пояс метаморфизма, столь характерный для островных дуг: высоких давлений, глаукофановый — на западе, в Чарской зоне (Василевская, Казак, 1971), и высокотемпературный — на востоке, в Иртышской зоне смятия. Вулканическая дуга существовала также на восточном склоне Урала (валерьяновская свита); она, по-видимому, отделяла в это время Восточно-Европейский континент от Западно-Сибирского остаточного океанического бассейна.

На реконструкции (см. рис. 1) показан также проблематичный океанический бассейн между Северной Америкой и Гондваной. Он намечен лишь по косвенным признакам, исходя из развития флишевых толщ, местами с основными вулканитами по краям этого предполагаемого бассейна в Южной Португалии (Bard et al., 1973; Schermerhorn, 1970) и в районах северного обрамления Мексиканского залива, Уачита и Марафон (Кинг, 1972).

Палеомагнитные данные обильны для Европы и Северной Америки; они хорошо коррелируются между собой, указывая на положение этих континентов в экваториальной зоне. Для Сибири известны только единичные достоверные определения (по Тунгусской синеклизе), дающие значения около 50° с. ш. Из бассейна Карру определения палеоширот равны 72—82°. Палеошироты нижнего карбона Боливии имеют значе-

ния 43—50° с. ш. Палеомагнитные определения вулканитов района Канберры в Австралии дают значения 30—50°. Южный полюс находился в районе стыка Африки с Антарктидой.

В карбоне начинается великое позднепалеозойское оледенение Гондваны. Это находится в хорошем соответствии с тем, что все части Гондваны, охваченные оледенением, находятся по реконструкции (см. рис. 1) вблизи Южного полюса, во всяком случае южнее 45° ю. ш. По областям угленакопления, столь широко проявленном в карбоне, хорошо восстанавливаются экваториальный и умеренно гумидный пояса. Экваториальный пояс угленакопления (с параллическими углями) проходил через Северную Америку, Европу и Китай. С ним, добовим, совпадают поля развития рифовых известняков. Интересно, что в том же поясе сконцентрированы бокситовые месторождения Европы, Казахстана и Китая (Bardossy, 1973). Поясам умеренного гумидного климата отвечают каменноугольные залежи Сибири и континентов Гондваны.

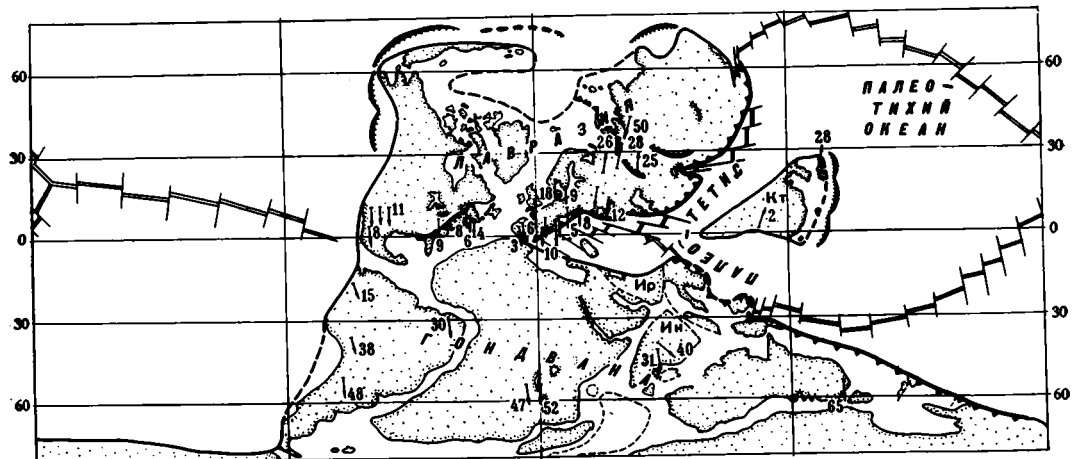
В начале карбона уже намечаются контуры будущей Пангеи. Большинство северных континентов подошло в близкое соприкосновение друг с другом. В это время испытал закрытие океан палео-Тетис I генерации и практически сразу возник позднепалеозойский палео-Тетис. Почти сплошная система вулканических островных дуг опоясывала северные континенты. Главная активность, связанная с океанообразованием, была сконцентрирована в палео-Тихом океане, который по существу только с этого времени приобрел какое-то подобие с современным Тихим океаном.

ПОЗДНИЙ КАРБОН — РАННЯЯ ПЕРМЬ, 290—270 МЛН. ЛЕТ (РИС. 2)

В конце палеозоя завершилась та тенденция к сгуживанию континентов, которая наметилась еще в начале среднего палеозоя. Практически все материи спаялись в единую континентальную глыбу — Пангею, очерченную еще А. Вегенером. Пангея состояла из двух частей: Гондваны на юге и Лавразии на севере. Только Китайский континент располагался изолированным массивом, отделяясь океаном палео-Тетис от Пангеи и заполняя собой ту брешь, которая обычно рисуется на этом месте при всех реконструкциях Пангеи.

Места спаивания континентов отмечены поясами складкообразования в Аппалачах и на Урале. Вдоль пояса Аппалачей произошло соединение Северной Америки и Африки. Позднепалеозойская, так называемая аппалачская складчатость (Rodgers, 1970), сопровождаемая крупным движением тектонических покровов в Южных Аппалачах в сторону Северо-Американского континента, является прямым следствием столкновения этого континента с Африкой. Уральский складчатый пояс, а также области складкообразования в Иртыш-Зайсанской зоне, и, видимо, в ряде зон фундамента Западно-Сибирской низменности маркируют те швы, вдоль которых произошло соединение Сибирского, Казахстанского континентов и ряда мелких микроконтинентов Азии (Туранского, Каракумского) с Евразией. Впервые в это время оформился крупный континентальный массив на месте Евразии. Движения, обусловленные столкновением всех этих разрозненных до этого континентальных массивов, привели повсеместно к образованию сложных покровно-складчатых структур.

В позднем карбоне — ранней перми продолжал существовать палео-Тетис. Однако он скорее был уже отмирающим океаном. Практически нигде в его пределах неизвестны офиолитовые комплексы позднепалеозойского возраста. Сам этот океанический бассейн восстанавливается скорее по косвенным признакам, в частности по развитию по его краям комплексов континентального подножия. Во Внутренней Монголии и в Солонкерской зоне, по ее северному борту, развиты морские флишепо-



а

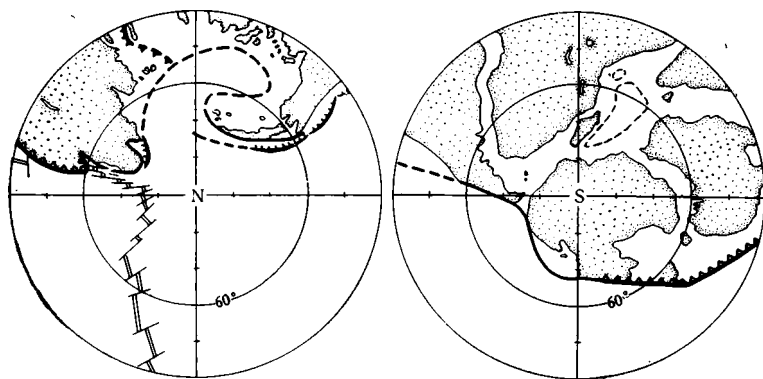


Рис. 2. Реконструкция континентов и океанов позднего карбона — ранней перми (290—270 млн. лет): а — цилиндрическая проекция; б — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1

добные толщи с олистостромами (Лугингольский, Даланульский и другие прогибы). Такие же мощные флишеподобные отложения верхнего карбона — нижней перми известны в Южном Тянь-Шане (Портнягин и др., 1973; Поршняков, 1973), Северном Памире (Руженцев, 1968). В пределах Европы континентальное подножие, отвечающее краю палео-Тетиса, может быть восстановлено по полосе развития морского верхнего палеозоя, протягивающейся вдоль восточного края Балканского полуострова (Динариды) в южную часть Восточных Альп (Карнийские Альпы и Караванке). Для этой полосы характерен непрерывный морской разрез всего карбона и перми, причем верхний палеозой представлен преимущественно терригенными, часто флишеподобными осадками (Kahler, 1971; Schönenberg, 1970), содержащими в Боснии спилиты. Возможно, эта полоса продолжается в Пьемонтскую зону Альп.

Одна из наиболее примечательных особенностей рассматриваемой эпохи — широкое развитие континентальных вулканоплутонических комплексов, образующих протяженные пояса на восточных (по отношению к позднепалеозойским координатам) окраинах Лавразии и Гондваны.

В пределах Евразии этот пояс был выделен и подробно описан А. А. Моссаковским (1975). Он прослеживается почти непрерывно по полям развития позднекаменноугольно-раннепермских наземных вулканитов и разнообразных гранитоидов. В Монголии, Джунгаро-Балхашской области и в Тянь-Шане выявляется примерно одна и та же картина строения этого пояса (Моссаковский, 1975; Зоненшайн и др., 1976). Непосредственно вблизи той полосы морских терригенных отложений, которые отмечают край палео-Тетиса, развиты гранит-гранодиоритовые батолиты такого типа, как Гиссарский батолит Южного Тянь-Шаня. Они ассоциируют с наземными вулканитами преимущественно известково-щелочного состава. Далее в глубь континента появляются диорит-монцонитовые и чисто гранитные интрузии, несущие зачастую полиметаллическое и редкометальное оруденение. На дальней периферии вулкано-плутонического пояса появляются щелочные или сильно подщелоченные разности магматических пород. К ним относятся щелочные вулканиты и щелочные интрузии Селенгинского пояса Монголии, семейтауский комплекс щелочных эффузивов с сиенитами и монцонитами Прииртышья, субщелочные эффузивы Бельтау-Кураминской зоны Тянь-Шаня. Во многом аналогичная картина вырисовывается в распределении позднепалеозойских континентальных вулкано-плутонических комплексов в Европе (Зоненшайн и др., 1976). Крупные гранит-гранодиоритовые батолиты (внешние массивы Альп, массивы Старой Планины) сменяются полями развития кислых вулканитов и лав известково-щелочного состава (Саарская, Тюрингская и другие впадины), которые сопровождаются телами редкометальных гранитов (Рудные горы, Центральный массив, Корнуэлл). На периферии появляются щелочные комплексы (пояс Фемарн-Узедом, грабен Осло, щелочные комплексы Клайдского плато Великобритании).

По-видимому, такой же вулкано-плутонический комплекс формировался и на восточной окраине Гондваны — в Австралии и Индокитае. В Австралии к нему относятся вулканиты (нижние эффузивы Боуэн) и гранитоиды, вытягивающиеся вдоль восточного побережья (Браун и др., 1970). Пермские вулканиты известны на о. Суматра (Katilli, 1973); они развиты также на Малайском полуострове (Hutchinson, 1973) и в низах индосинийского комплекса. По принятой нами реконструкции Гондваны Индокитай вместе с Северной Суматрой и Южным Калимантаном примыкают к северной окраине Австралии, так что все позднепалеозойские вулкано-плутонические образования группируются в единый пояс.

Во всех случаях эти окраинные вулкано-плутонические пояса отмечают надвигание континентов на океан и фиксируют положение ископаемых зон Беньофа. Закономерная латеральная магматическая (и металлогеническая) зональность, свойственная этим поясам, однозначно указывает на погружение зон Беньофа под континент. Обращает на себя внимание общая направленность движения Пангеи в восточных румбах. Источник этих движений необходимо искать за пределами «континентального» полушария, т. е. в палео-Тихом океане, допуская новый импульс спрединга и расширения этого океана. Соответственно океан палео-Тетис испытывал сокращение.

Позднепалеозойская реконструкция хорошо согласуется с многочисленными палеомагнитными данными, далеко не полностью нанесенными на реконструкцию (см. рис. 2). Анализ карт палеомагнитных широт для отдельных континентов, а также сопоставление кривых кажущегося дрейфа геомагнитных полюсов по отдельным континентам надежно указывают на положение экваториального пояса в южной части Северной Америки и на юге Евразии. Большая часть Гондваны располагалась в средних и высоких широтах Южного полушария.

В позднем палеозое максимума достигает оледенение Гондваны. Оно охватывает огромные площади в южных районах Южной Америки, Аф-

рики, в Индии, Австралии и Антарктиде. На север оно распространялось до 50—45° ю. ш. (в координатах того времени), т. е. соответственно до тех же широт, до которых доходило четвертичное оледенение в северном полушарии. Экваториальный пояс хорошо подчеркнут областями развития карбонатных отложений, в том числе рифов, слагающих обширные поля по окраинам палео-Тетиса: в Южной Европе, Турции, Индокитае и Китае. Более северная аридная зона, располагавшаяся примерно между 10 и 30° с. ш., маркируется распространением красноцветных песчаных отложений и эвапоритов в Европе, Приуралье, Казахстане. Это известные красноцветы красного лежня Западной Европы, пермские красноцветы и эвапориты востока Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба, меденосные красноцветные отложения Центрального Казахстана. Пояс умеренного гумидного климата может быть намечен где-то между 30 и 60° с. ш. по каменноугольным бассейнам Сибири.

Палеогеографическая картина позднепалеозойского времени, образованная по существу одним крупнейшим континентом и одним океаном, разительно отличается от раннепалеозойских реконструкций и от современной обстановки, когда мы видим существование многих континентов и разделяющих их океанов. В позднем палеозое может быть реконструирована одна, но грандиозная система зон Бенюфа (или зон поглощения литосферных плит), обрамлявшая Пангею с востока. Следует обратить внимание на то, что в это время, видимо, очень мало были развиты островные вулканические дуги: они реконструируются только на северном краю Лавразии и по краю Китайского континента. Главная же система зон Бенюфа маркируется окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами, т. е. активными континентальными окраинами андийского типа, связанными с условиями активного надвигания континента на океан. Свидетелями такого надвигания являются широкие магматические ареалы, подобные Джунгаро-Балхашскому, очень похожие на позднекайнозойский магматический ареал провинции Бассейнов и Хребтов на западе США. Показано (Atwater, 1970), что структуры и магматизм провинции Бассейнов и Хребтов возникли в результате перекрытия Северо-Американским континентом Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта. По аналогии с этим на реконструкции (см. рис. 2) зоны срединно-океанических хребтов показаны проходящими вблизи активных континентальных окраин и местами даже ныряющими под них.

СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ ТРИАС, 220—200 МЛН. ЛЕТ (РИС. 3)

В триасовый период палеогеографическая обстановка была во многом похожа на позднепалеозойскую, но вырисовываются и значительные отличия.

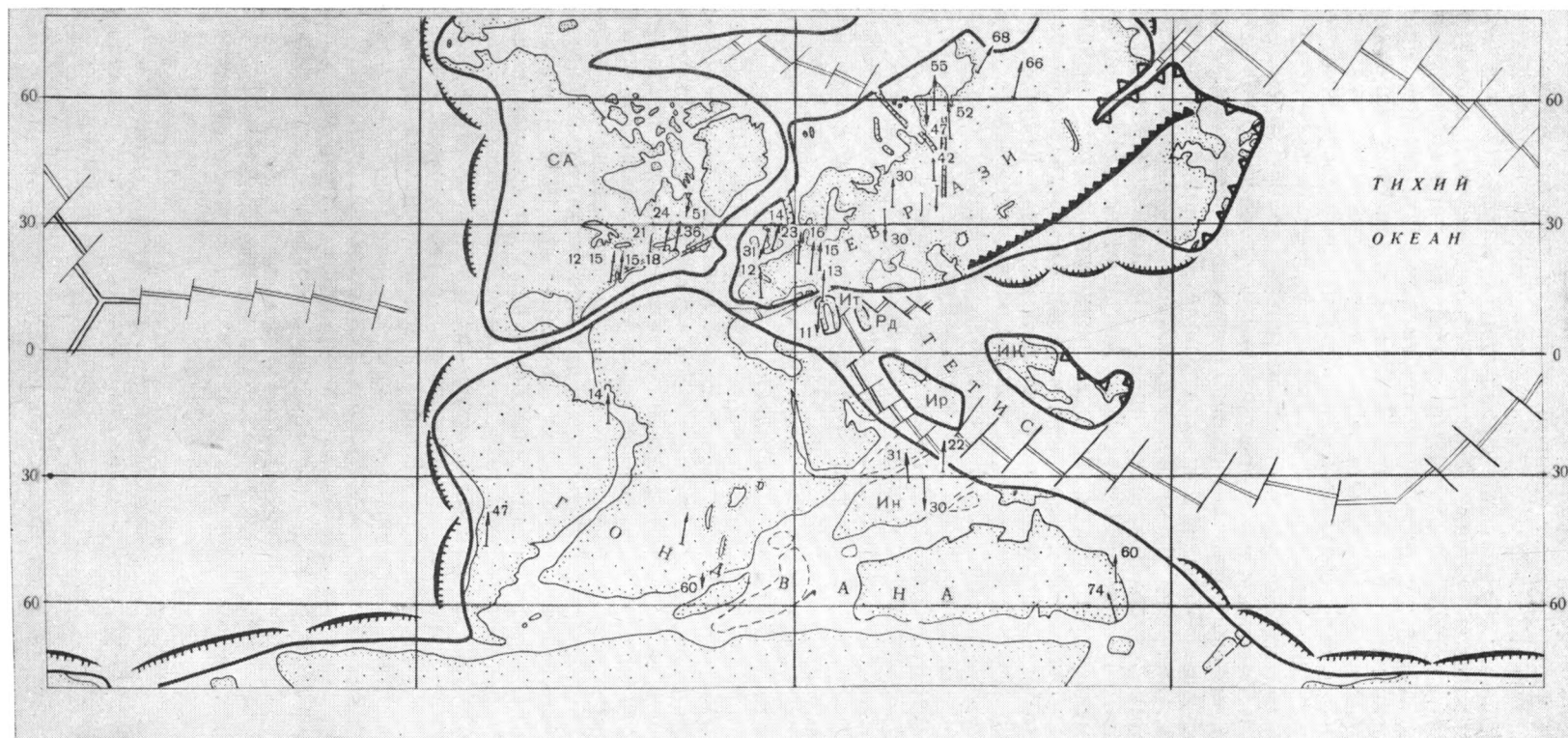
Закрывается океан палео-Тетис, и Китайский континент причленяется к Евразии. Проявление древнекеммерийской складчатости фиксирует столкновение этих континентов. Триасовые складкообразовательные движения выявлены еще недостаточно, но роль их, бесспорно, велика. Они более известны в центральном секторе бывшего палео-Тетиса: в Северном Афганистане и на Памире, в меньшей мере во Внутренней Монголии. Возможно, к Евразии в это время уже причленились отдельные континентальные блоки Среднего Востока, например Северный и Центральный Афганистан, но все же эта область все еще была крайне неустойчивой. Многочисленные морские триасовые прогибы, известные в том же Афганистане, свидетельствуют либо о сохранении остаточных океанических бассейнов, заполнявшихся осадками, либо о кратковременном возникновении новых, типа небольших средиземных морей.

В триасе начинается образование мезозойского океана Тетис. История западной части Тетиса с позиций тектоники плит была недавно подробно рассмотрена Дж. Дьюи и др. (Dewey et al., 1973). Они показали, что так называемые германские фации триаса, находящиеся в основании разреза мезозоя внешних Альпийских сооружений и представленные грубообломочными отложениями, эвапоритами и пластами базальтов, образовались в тех первичных грабенах-рифтах, которые предшествовали раскрытию мезозойского Тетиса. Большинство офиолитовых комплексов Альпийско-Гималайского пояса относится, вероятно, к триасу — юре. Они всегда слагают здесь обдущированные офиолитовые покровы (Пейве, 1969; Книппер, 1974). Возможно, только офиолиты Кипра (Тродосский массив) находятся в относительно слабо перемещенном положении. В большинстве случаев положение корневых зон, откуда были отторжены офиолитовые покровы, остается неизвестным. Офиолиты Западных Альп, Аппенин, Динарид, Кипра, Южной Анатолии и Малого Кавказа надежно указывают на наличие океанического ложа в западной части Тетиса. Возможно, раннемезозойскими являются офиолиты Северного Ирана и Центрального Афганистана. Далее на восток более или менее достоверные выходы раннемезозойских офиолитов известны в шовной зоне Черной реки в Северном Вьетнаме, но весьма вероятно, что они присутствуют также в Юньнани и Южном Тибете. Поэтому на реконструкции (рис. 3) Тетис протянут через всю Азию.

В ряде мест — в Греции (Mooges, 1969), на Кипре (Mooges, Vine, 1971; Coleman, Peterman, 1975), на Малом Кавказе (Книппер, 1974) — офиолиты изучены с большой подробностью, и повсюду обнаруживается их сходство с разрезом современной океанической коры. Океанические бассейны Тетиса были, по-видимому, довольно разнородны, об этом свидетельствуют, правда, немногочисленные, материалы о разнообразии строения офиолитовых комплексов. Одни из них, как Тродосский на Кипре или обдущированные офиолиты Омана, характеризуются присутствием в их разрезе серии параллельных даек, относительно богатых кремнекислотой лав и плагиогранитов (Mooges, Vine, 1971; Coleman, Peterman, 1975), другие, как Вуриноский комплекс Греции (Mooges, 1969), некоторые офиолиты Армении и Афганистана (М. А. Чальян, устное сообщение) не содержат дайковой серии, а по своим петро- и геохимическим свойствам не отличаются от ультраосновных и основных пород срединно-океанических хребтов. Надо надеяться, что будущие исследования прольют свет на различие в природе океанических бассейнов.

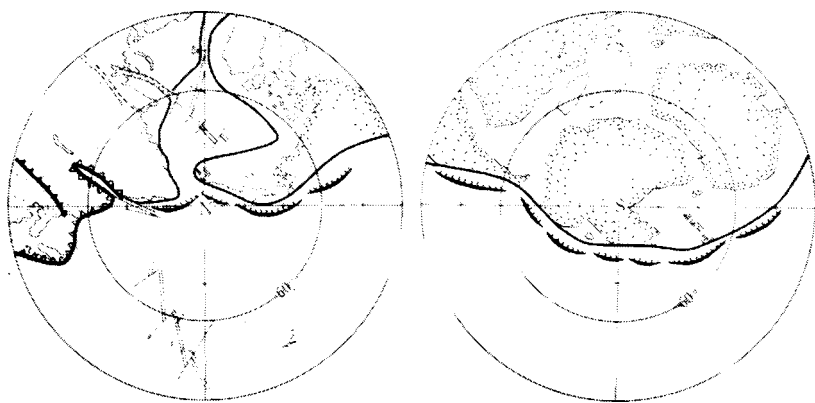
Как следует из ряда материалов (Dewey et al., 1973; Чехович, Зоненшайн, 1976), Тетис к западу сильно сужался и расходился на восток. Дж. Дьюи и др. (Dewey et al., 1973) смогли условно восстановить в Тетисе две расходящиеся на восток ветви срединно-океанических хребтов (осей спрединга). Северная из них маркируется офиолитами Альп, Карпат, Балкан, Малого Кавказа и Эльбруса, южная отмечена офиолитами Аппенин, Динарид, Анатолии и Южного Ирана. Эти зоны спрединга разделяли несколько микроконтинентов: Итальянский, Родопский, Мендересский, Иранский и др. По северной окраине Тетиса, по-видимому, располагалась зона Беньофа, следы которой сохранились в виде андезитовых комплексов в Афганистане и Тибете.

В триасе проявляется новая тенденция в развитии литосферы Земли: начинается раскол Пангеи и раздвижение составляющих ее континентов в стороны. Многочисленные работы (Le Pichon, Fox, 1971; Phillips, Forsyth, 1972; Ramsey, 1971; Vogt et al., 1971) показывают, что зоны спокойного магнитного поля Северной Атлантики, вытянутые вдоль краев Северной Америки и Западной Африки, отвечают океанической коре, созданной в позднем триасе и ранней юре, и фиксируют собой раннее раскрытие Атлантического океана. Южная Америка была еще соединена с Африкой, но отделилась от Северной Америки с образо-



а

Рис. 3. Реконструкция континентов и океанов позднего триаса (220—200 млн. лет): а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1



6

ванием океанического пространства на месте Карибского моря и Мексиканского залива. По интерпретации П. Вогта и др. (Vogt et al., 1971) срединно-океанический хребт уходил через Карибский регион в Тихий океан, подключаясь там в мировую систему океанических хребтов. По данным Дж. Филлипса и Д. Форсайта (Phillips, Forsyth, 1972), примерно к уровню 200 млн. лет относится раскрытие также Северной Атлантики в районе банки Роккол. В соответствии с ранним раскрытием Атлантики находится образование поздне триасовых грабенов-рифтов, типа Ньюаркского, на восточной окраине Северной Америки и внедрение щелочных гранитов Уайт-Маунтинс с возрастом 185 млн. лет (Rodgers, 1970). Возможно, мезозойские щелочные граниты и сиениты Нигерийского пояса Западной Африки отражают тот же процесс по другую сторону Атлантики.

Можно предполагать, что к триасу относится также раскрытие каких-то частей Северного Ледовитого океана. Триасовые грабены, погребенные под чехлом Западно-Сибирской низменности и раскрывающиеся на север, являются косвенными указателями на возможный рифтинг арктических бассейнов. Широкое развитие траппов связано, очевидно, с начавшимся океанообразованием. Не случайно В. В. Белоусов называл в свое время Западно-Сибирскую низменность неудавшимся океаном. Подобного рода триасовые грабены-рифты скрыты, как сейчас выясняется, под котловиной Северного моря (грабен Викинга и др.).

Раннемезозойские глубоководные терригенно-кремнистые отложения с офиолитами, широко развитые на Южной Суматре и других островах Зондского архипелага, свидетельствуют о существовании океанического бассейна между Австралией, Индией и Индокитаем, т. е. о начавшемся распаде Гондваны. Этот бассейн, возможно, соединялся с Тетисом, а Индокитай (вместе с Малайским полуостровом) выступал в виде микроконтинента.

На восточной окраине Азии в позднем триасе формировались континентальные вулканоплутонические комплексы (Зоненшайн и др., 1976). Раннемезозойский магматизм наиболее широко был представлен в Монголии, Забайкалье, Юго-Восточном Китае (Катазии), на Малайском п-ове и Калимантане. Повсюду выявляется четкая латеральная зональность магматизма. Вблизи континентальной окраины развиты гранит-гранодиоритовые батолиты и протяженные вулканические пояса

известково-щелочного состава. В глубь континента они сменяются щелочными вулканитами, а также редкометальными гранитами и щелочными интрузиями. В большинстве случаев вулcano-плутонические комплексы выходят вблизи края континента. Однако в Восточной Монголии и Западном Забайкалье мезозойский магматизм проявился на значительном удалении от края континента и сконцентрирован здесь в виде достаточно обширного ареала. Как показывает проведенный анализ (Зоненшайн и др., 1976), этот ареал подчинен в своем расположении узкому Монголо-Охотскому морскому прогибу, отходившему в виде аппендикса со стороны Тихого океана в глубь Азии. Удастся наметить большую аналогию между этим прогибом и современным Калифорнийским заливом, который также рассекает континент и с которым соподчинен ареал магматизма (провинция Бассейнов и Хребтов). Очевидно, Монголо-Охотский ареал можно интерпретировать по аналогии с поздним кайнозойским Западом США как результат надвигания Азиатского континента на спрединговый хребет Тихого океана. С подобным случаем мы уже сталкивались для позднепалеозойского Джунгаро-Балхашского ареала магматизма.

На западных окраинах обеих Америк в раннем мезозое реконструируются обстановки островных дуг. На западе Северной Америки может быть обособлен пояс андезито-базальтового известково-щелочного вулканизма с интрузиями габбро-тродьемитового и габбро-плагитогранитного состава, протягивающийся от Межгорного пояса Канады в горы Кламат Невады и в Калифорнию (Hamilton, 1969; Monger et al., 1972). Этот пояс возник на месте прежней вулканической островной дуги. На западе Южной Америки, в Западной Кордильере Анд, к концу триаса — началу юры относится накопление подводных вулканитов основного и среднего состава (Zeil, 1970; Cobbing, Pitcher, 1972); они отвечают, вероятно, прежней вулканической дуге. Развитые восточнее (Восточная Кордильера) преимущественно терригенные осадки миогеосинклинальной зоны Анд, возможно, являются выполнением окраинного моря. Вероятно, система островных дуг формировалась также на месте Рапуанской геосинклинали, охватывающей Новую Зеландию и Новую Каледонию, и, возможно, в пределах Антарктического полуострова и Западной Антарктиды.

Палеомагнитные материалы, достаточно обильные, особенно для северных материков, хорошо увязываются между собой. Северные материки находились уже полностью в северном полушарии. Экваториальная зона совпадала с Тетисом, где, кстати, широко развиты триасовые известняки. Большие части Африки и Южной Америки располагались в умеренных широтах южного полушария. Пояс аридного климата, заключенный между 30 и 40° с. ш., может быть намечен по распространению красноцветов и эвапоритов в Средней и Восточной Европе.

В триасе конфигурация континентов и океанов в общем продолжала оставаться той же, что и в позднем палеозое, т. е. был один крупнейший океан — Тихий океан, в котором существовала, видимо, целая система срединно-океанических хребтов, и ему противостояла континентальная масса, обрамленная системой зон Беньофа. Однако единый прежде мегаконтинент Пангея уже начал раскалываться на серию более мелких континентов.

ПОЗДНЯЯ ЮРА, 160—140 МЛН. ЛЕТ (РИС. 4)

В юрский период в полной мере оформилась новая тенденция раскалывания континентов. В это время началось раздробление Гондваны — этого мегаконтинента, который на протяжении всего палеозоя оставался незыблемым и целым. Распад Гондваны сопровождался обширными излияниями траппов.

Срединно-океанические хребты и океанические бассейны возникают на месте всего Атлантического океана и в восточной части Индийского океана.

К этому времени относится сильное расширение Северной Атлантики между Северной Америкой и Африкой. Оно фиксируется системами идентифицированных мезозойских магнитных аномалий по обоим краям Северной Атлантики: системой магнитных аномалий Китли, ограниченных Бермудским нарушением магнитного поля, на западной окраине океана (Larsen, Pitman; 1972; Vogt et al., 1971), и серией недавно выявленных линейных аномалий на восточном, приафриканском крае океана (Hayes, Rabinowitz, 1975). В юре начинается раскрытие Южной Атлантики (Emery et al., 1975).

В Индийском океане, в его северо-восточной части, расположенной между Австралией и Индией, глубоководным бурением обнаружены позднюрские осадки и выявлены мезозойские магнитные аномалии, имеющие здесь северо-восточное простираие. Они указывают по крайней мере на позднюрский возраст океанического ложа. Следовательно, Австралия и Антарктида уже отделились в это время от Африки и Индии. Этот первичный Индийский океан, вероятно, соединялся на северо-востоке с восточным окончанием океана Тетис.

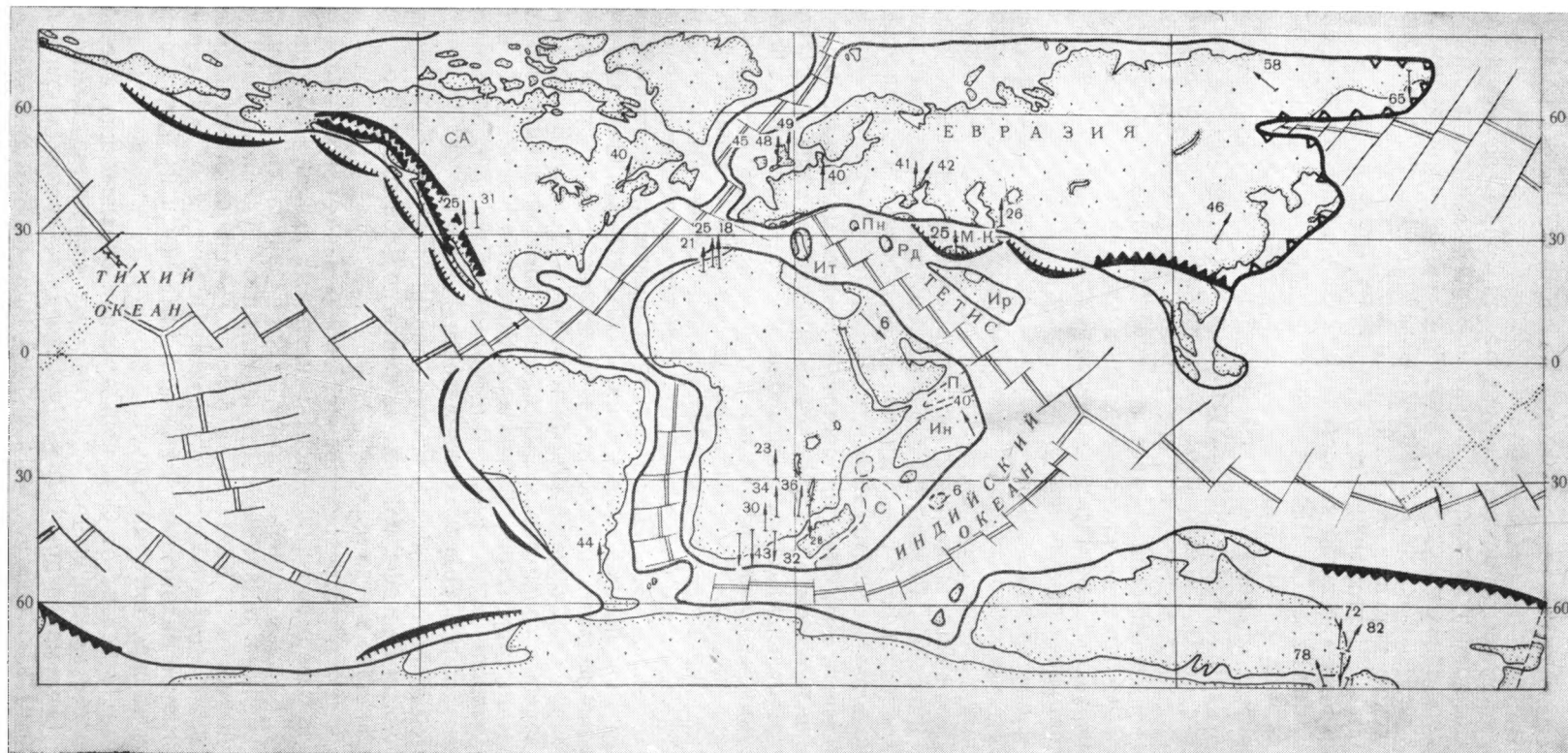
В Тихом океане для данного интервала времени выявлена (Larsen, Chase, 1972) несколько другая по сравнению с современной система осей спрединга, следы которой в виде полосовых магнитных аномалий располагаются сейчас в западной части океана. Выделяется три системы аномалий: Японская, Гавайская и Феникс, которые разделяли четыре плиты: Тихоокеанскую, Кула, Фаралонскую и Феникс. Тихий океан был по величине больше современного.

Океан Тетис в позднюю юру достиг, вероятно, максимальных размеров. В нем в это время удастся реконструировать лишь одну систему спрединга, отвечающую скорее всего южной ветви офиолитов, протянувшихся от Динарид через Анатолию в Загрос. По северному обрамлению Тетиса оформился протяженный пояс поглощения с зонами Беньофа, наклоненными на север. Юрские эффузивные серии Малого Кавказа, Ирана и Афганистана указывают на вулканические островные дуги, связанные с зонами Беньофа. Вулканы имеют известково-щелочной состав. Для Кавказа показано (Хаин, 1975), что вулканическая дуга, заложившаяся местами на древних комплексах Дзирульского массива, была обращена фронтальной стороной на юг, к Тетису. В тылу ее, по-видимому, располагался окраинный бассейн, выполнением которого являются морские терригенные толщи юры Большого Кавказа. На востоке Тетиса произошло столкновение Индокитая с Евразией, обусловившее проявление юнокиммерийской складчатости.

Тихий океан был окаймлен почти непрерывной полосой активных окраин с зонами Беньофа, погружающимися под континенты; он в связи с этим сокращался в размерах.

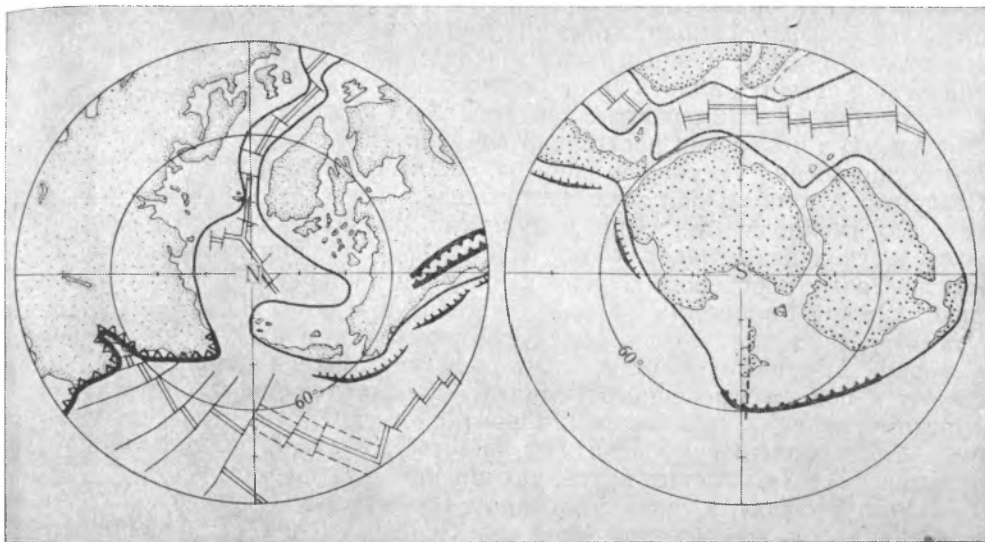
Обстановка на восточной окраине Азии близко напоминала ранне-мезозойскую с формированием континентальных вулcano-плутонических комплексов. Как и в раннем мезозое, здесь развивались, с одной стороны, протяженные окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса (в частности, в Катазии), а с другой — широкий магматический ареал в районе Монголо-Охотского пояса. По-видимому, в юре продолжалось активное надвигание Азиатского континента на Тихий океан, в том числе и на спрединговый хребет.

Азия была отделена от Северной Америки океаническим бассейном, следы которого можно видеть в мезозойских офиолитах Южно-Анхойской зоны (Тильман и др., 1975). Чукотка в это время (как и в более ранние эпохи) являлась частью Северо-Американского континента.



а

Рис. 4. Реконструкция континентов и океанов поздней юры (160—140 млн. лет): а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1



6

Западная окраина Северной Америки была охвачена интенсивным складкообразованием (невадийский орогенез), сопровождаемым высокотемпературным метаморфизмом и внедрением грандиозного Невадийского батолита. В то же время в непосредственной близости на крайнем западе побережья, в Береговых хребтах Калифорнии, установлены остатки прежнего океанического ложа в виде офиолитов и глубоководных кремнистых и турбидитных осадков францисканской формации (Бейли, Блейк, 1969). Поэтому здесь не удастся объяснить складчатость столкновением двух континентов, поскольку складчатость развивалась на границе между континентом и океаном. Невадийский и ему подобные батолиты формировались длительно, на протяжении не менее 60 млн. лет (от 140 до 80 млн. лет), а в них самих обнаруживается четкая зональность с увеличением кремнекислотности пород, а также содержания редких элементов и отношений $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{88}$ в глубь континента (Hamilton, 1969; Kiestler et al., 1971; Kiestler, Peterman, 1973). Следовательно, формирование батолитов контролировалось какой-то зоной Беньофа, уходившей от океана под континент. Можно предполагать, что образование Невадийского пояса складчатости и батолитов было обусловлено процессом столкновения континента с островной дугой, существовавшей здесь в раннем мезозое.

На западной окраине Южной Америки, в Андах, в юре продолжалось развитие вулканических островных дуг. На месте бывшей Рапуанской геосинклинали Новой Зеландии отмечается складчатость.

Реконструкция расположения континентов и океанов на данный отрезок времени (см. рис. 4) выполнялась первоначально практически без учета палеомагнитных данных, опираясь только на приближение континентов к современным срединно-океаническим хребтам вдоль трансформных разломов на расстояние, отвечающее ширине между осью срединно-океанического хребта и соответствующей магнитной аномалией. Палеомагнитные данные очень хорошо вписываются в реконструкцию, тем самым дополнительно указывая на ее достоверность в общих чертах. Наибольшее количество палеомагнитных данных относится к Северной Америке, Европе и Южной Америке. Северная Америка и Европа находились в средних широтах северного полушария.

Южная Африка располагалась в средних широтах южного полушария. Судя по палеомагнитным данным, Австралия находилась в высоких широтах (72—82°). Южный полюс располагался в это время в Антарктиде, где и остается вплоть до настоящего времени.

Вероятно, в связи с раскрытием Тетиса и Северной Атлантики Северная Америка и Евразия постепенно смещаются к северу, занимая в юре преимущественно умеренные широты. Экваториальный пояс охватывает Северную Африку и большую часть океана Тетис. Это подтверждается тем, что именно к этой зоне приурочено развитие хорошо известных толщ юрских известняков, столь богатых фауной; они известны по Атлантическому побережью Северной Америки и Африки, в Северной Африке, Южной Европе, на Кавказе, в Иране и Индии. Из других палеоклиматических индикаторов следует упомянуть зоны угленакопления Северной Америки и Азии, а также ряда материков Гондваны. Они тяготеют к поясам умеренного гумидного климата в обоих полушариях. Юрскому периоду свойственны, вероятно, мягкие климатические условия, угленакопление происходило вплоть до очень высоких широт, практически до полярного круга, как юрские угли Якутии.

Начиная с юры, в связи с распадом Гондваны появляется уже большое количество континентов. Наряду с Северо-Американским и Евразийским континентами самостоятельными становятся Южно-Американский, Африканский и Австрало-Антарктический континенты. Существенно меняется и расположение основных тектонически активных зон. Прежняя континентальная масса Пангеи, до этого почти полностью окруженная зонами Беньофа, становится областью, в которой, напротив, активно идет океанообразование с развитием срединно-океанических хребтов. Зоны Беньофа концентрируются в это время уже по обрамлению Тихого океана.

ПОЗДНИЙ МЕЛ, 100—80 МЛН. ЛЕТ (РИС. 5)

В меловой период продолжается раздвижение континентов Гондваны, сопровождаемое интенсивным океанообразованием.

Рисовка континентов и океанов на реконструкции (рис. 5) дана примерно на момент времени, предшествующий 32-й магнитной аномалии в океанах (около 80 млн. лет). Для Северной Атлантики такая картина получается, если вращать Евразию вокруг полюса 77° с. ш., 160° в. д. на 28° по направлению к Северной Америке, а Северную Америку вокруг полюса 71,9° с. ш., 10,5° з. д. на 32,5° по направлению к Африке (Pitman, Talwani, 1972). Однако в этих преобразованиях еще не все ясно. Следует назвать два наиболее крупных несоответствия в такой реконструкции. Первое из них вытекает из того, что на протяжении большей части кайнозоя Африка должна бы быть неподвижной, поскольку она с обеих сторон обрамлена срединно-океаническими хребтами. Следовательно, должны были двигаться сами хребты, в частности Срединно-Атлантический хребет (см. Morgan, 1972). Это вынуждает при реконструкциях придвигать только Северную Америку к Африке на полную величину раскрытия океана (а не на половину, до срединно-океанического хребта). Второе несоответствие определяется тем, что на протяжении кайнозоя Северная Америка и Евразия были соединены вместе в районе Чукотки и Аляски (см. ниже), а значит должны были двигаться совместно как единый континент. Эти обстоятельства никак не учтены при составлении реконструкции. Поэтому необходимо относиться к ней с определенной осторожностью, после устранения указанных несоответствий, она может измениться, правда, несущественно, лишь в ряде деталей.

Интервал 100—80 млн. лет является периодом ускоренного спрединга (Larsen, Pitman, 1972). Атлантический океан в это время приобрел

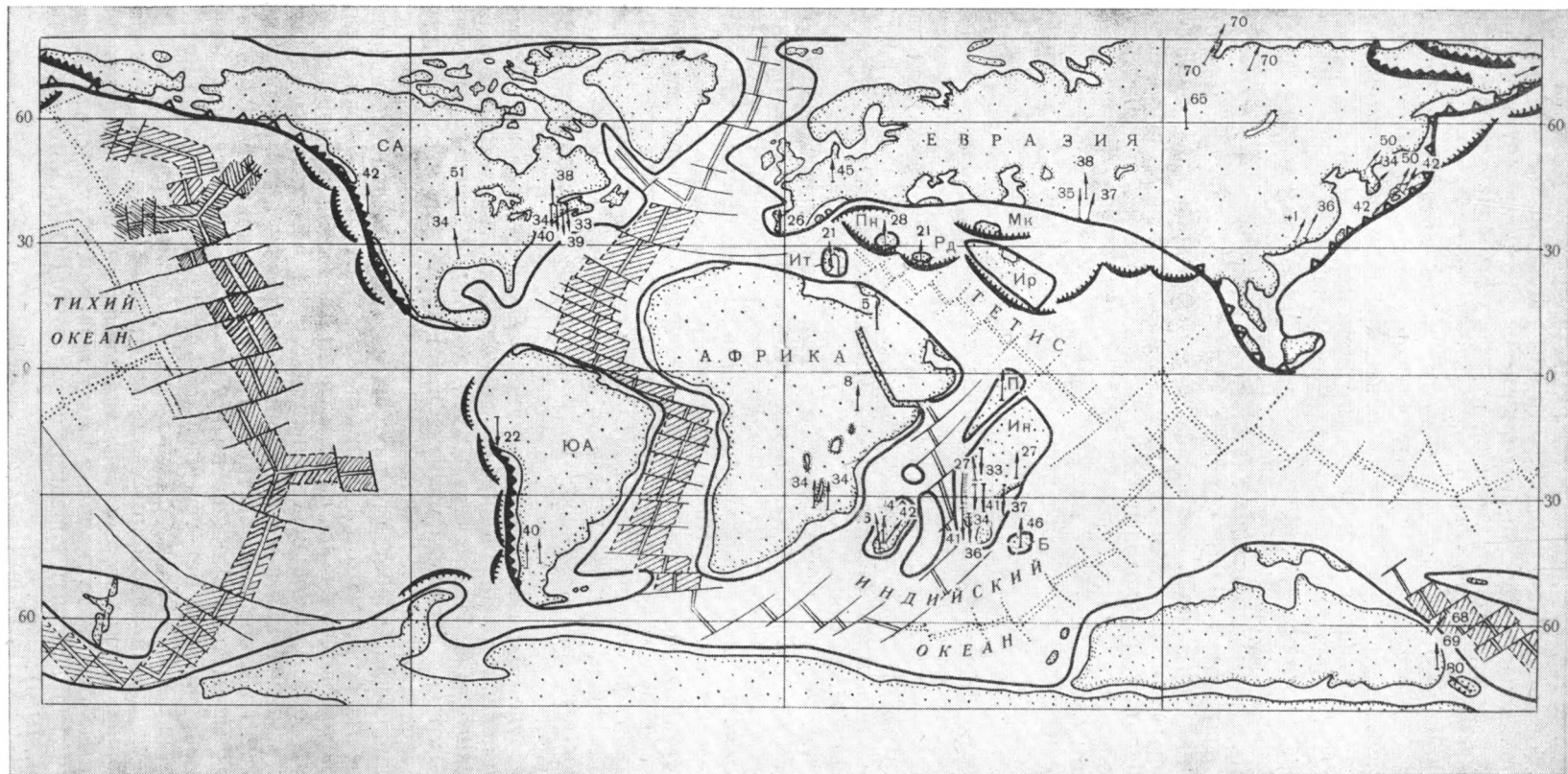
уже примерно современные очертания. Возникают Бискайский залив и Гренландское море. Начинается раскрытие западной части Индийского океана и заложение Красноморского рифта (Казьмин, 1974). Индия и Мадагаскар отделяются от Африки, и Индия начинает свой поистине фантастический путь на северо-восток до тех пор, пока в конце палеогена не столкнется с Азией, образовав на месте стыка цепь Гималайских гор. Австралия в это время еще была соединена с Антарктидой, но уже в начале эоцена откололась от нее, продвинувшись затем далеко на север до глубоководных желобов Индонезии.

Океан Тетис перестает быть активным и начинает последовательно замыкаться за счет сближения Африки и Евразии. По северному краю Тетиса возникла непрерывная система вулканических островных дуг, от Юго-Восточной Европы до Гималаев. К концу мела относятся первые импульсы столкновения Африки и Евразии с отдельными микроконтинентами внутри Тетиса. Они отразились в формировании серии складчатых сооружений по краям Тетиса в Альпах и в цепях Загроса и привели к обдукции офиолитовых пластин на смежные континенты (это прекрасно видно в Омане).

В Тихом океане к концу мела относится некоторая перестройка системы срединно-океанического хребта (Larsen, Chase, 1972). Рядом с мезозойской осью спрединга возникает новый хребет, уже отвечающий современному Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Он занимал в то время в общем действительно срединное положение в Тихом океане и только в кайнозое в результате движения Америки на запад оказался вблизи континентов. Срединно-Тихоокеанский хребет продолжался далеко на юг и юго-запад, проходя в Тасманово море. Благодаря раскрытию Тасманова моря Новозеландский микроконтинент отделился от Австралии и Антарктиды.

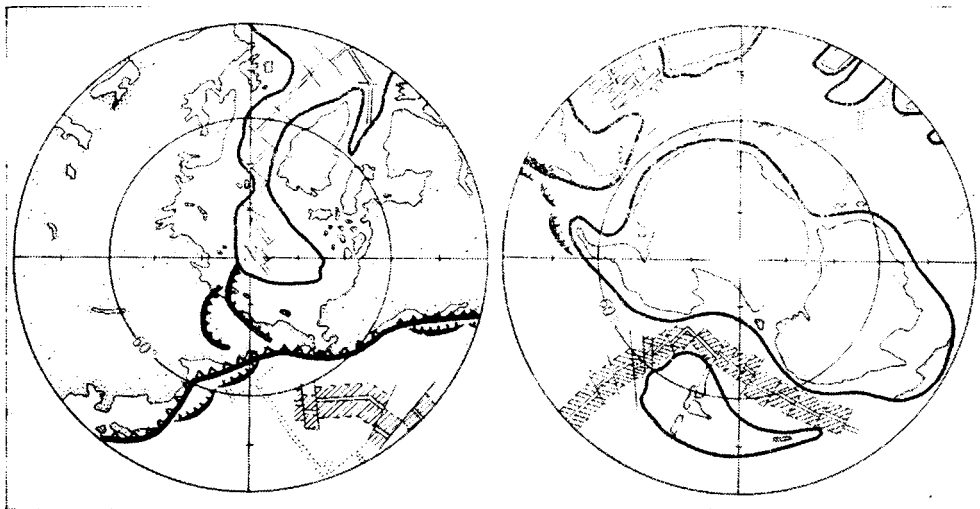
В позднем мезозое в результате встречного движения Северной Америки на запад, а Евразии на восток произошло их столкновение и соединение. Мезозойские складчатые сооружения Северо-Востока СССР (Верхояно-Колымская область) являются непосредственным следствием этого столкновения. Дальнейшие дифференциальные движения Северной Америки и Евразии в связи с продолжающимся раскрытием Атлантики отразились в самом конце мелового периода в ларамийской орогении, создавшей складчатый фронт Скалистых гор. Таким образом, Лавразия, которую в начале мезозоя Атлантический океан расколол надвое, воссоединилась заново, но уже своими противоположными концами.

На восточной окраине Азии в позднем мелу формировался Охотско-Чукотский пояс, который маркировал активную континентальную окраину андийского типа. Надо сказать, что этот пояс повсюду линейный, Монголо-Охотский ареал магматизма в это время уже перестает существовать, следовательно, заканчивается надвигание континента на срединно-океанический хребет, что находится в соответствии с упоминавшейся перестройкой хребтов в Тихом океане. Охотско-Чукотский вулканический пояс сопровождался на всем своем протяжении зоной Бенъофа, наклоненной под Азиатский континент. Об этом свидетельствует латеральная магматическая и металлогеническая зональность, свойственная этому поясу. По степени возрастания K_2O по отношению к SiO_2 в глубь континента (по методу Диккинсона и Хазертон) удастся установить, что угол наклона зоны Бенъофа в Сихотэ-Алине и на Северо-Востоке СССР составлял $20-25^\circ$, т. е. был очень пологим (Зоненшайн и др., 1976). Очевидно, на некотором удалении от края континента развивались островные дуги, которые восстанавливаются по позднемеловому известково-щелочному вулканизму Камчатки (ирунейская свита), а также по данным драгировки коренных пород со дна Охотского моря (Геодекян и др., 1976).



а

Рис. 5. Реконструкция континентов и океанов позднего мела (100—80 млн. лет): а — цилиндрическая проекция, б — полярные области в сферической проекции. Усл. обозн. см. рис. 1



6

Западные окраины обеих Америк также продолжали быть активными. На западе Северной Америки завершалось образование пояса батолитов. Крупная перестройка может быть восстановлена на западной окраине Южной Америки. Здесь на месте прежней системы островных дуг и континентальной окраины началось формирование пояса батолитов (Андийский батолит) и связанного с ним Арауканского вулканического пояса (Ломизе, 1973). Одновременно проходила андийская складчатость. Есть много оснований считать, что эта перестройка была обусловлена сильным продвижением Южной Америки на запад, столкновением ее с островной дугой и даже подворачиванием части континентальной коры под массу надвигавшегося континента (Чехович и др., 1975). В результате столкновения и скупивания сиалического материала произошло резкое увеличение мощности континентальной коры и литосферы.

Следовательно, с обеих сторон на Тихий океан шло надвигание континентов, что неизбежно приводило к сокращению размеров Тихого океана.

Реконструкции, составленные по геологическим данным и материалам изучения океанического ложа, как нетрудно заметить (см. рис. 5), хорошо подтверждаются палеомагнитными результатами. Анализ карты палеоширот для мела Индии показывает, что при сохранении примерно одинакового направления палеомеридианов, палеошироты в западной части полуострова (северо-западной Камбейского залива) и в восточной части (Шилонгский выступ) существенно отличаются от палеоширот в центральной части полуострова. Это позволяет предположить, что Индийский субконтинент после распада Гондваны состоял из трех блоков (Индийский, Бенгальский, Пакистанский), перемещавшихся на север субпараллельно, но с разной скоростью. Возможно, что соответствующими тектоническими «рельсами» явились Индоокеанские меридиональные разломы, по которым образовались затем Мальдивский и Восточно-Индийский хребты.

Северные континенты заняли примерно то же широтное положение, что и сейчас. Материки Гондваны находились в общем южнее их современного положения. Палеоклиматические данные также полностью вписываются в реконструкцию. Тропический пояс по обрамлению Тетиса, как и в прежние периоды мезозоя, отмечен накоплением карбонатных толщ, в том числе рифов. Зоны угленакопления в Северной Америке,

Сибири, Забайкалье и Монголии были приурочены к северному поясу умеренно гумидного климата. Аналогичные зоны могут быть выделены в Южной Америке.

Расположение континентов и океанов в позднем мелу становится очень похожим на современное: то же сравнительно большое количество континентов, разделенных несколькими межконтинентальными океанами с активными срединно-океаническими хребтами. Тектонически активные зоны, связанные с зонами Бенъофа, протягивались двумя большими поясами: по обрамлению Тихого океана и по северному краю океана Тетис.

На протяжении кайнозойской эры, за последние 60 млн. лет, продолжалось раздвигание континентов с одновременным почти полным закрытием океана Тетис, соединением Африки с Евразией и образованием Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ реконструкций позволяет прийти к многим заключениям. Из них два представляются наиболее существенными.

Первый такой вывод состоит в том, что развитие и формирование складчатых поясов Земли представляют собой не что иное, как историю океанов от их раскрытия до закрытия за счет расхождения и схождения континентов. Так, каледонский складчатый пояс Северо-Западной Европы возник на месте палео-Атлантического океана в результате сближения Северо-Американского и Восточно-Европейского континентов. Палеозойские складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса формировались на месте палео-Азиатского океана при столкновении Сибирского, Восточно-Европейского и Китайского континентов. Альпийско-Гималайский складчатый пояс был создан в ходе ликвидации океана Тетис вследствие сближения Африки и Индии с Евразией. Можно предполагать, что в отдаленном геологическом будущем складчатые пояса возникнут на месте Атлантического и Индийского океанов. Вся история развития складчатых поясов должна быть пересмотрена, исходя из новых, мобилистских позиций с точки зрения взаимодействия континентов и океанов. Более того, рассмотрение вообще исторической геологии не может производиться иначе, чем на мобилистской основе. Тесная взаимозависимость событий в глобальном масштабе, их увязка с конкретными движениями и перестройками движений литосферных плит на земной сфере создают предпосылки для того, чтобы историческая геология в конечном счете из науки описательной стала наукой точной.

Второе заключение касается цикличности в истории Земли. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в кайнозое в северном полушарии континенты начинают собираться воедино, тогда как в южном они расходятся, распадаясь на изолированные континентальные массы. Эта картина очень напоминает раннепалеозойскую реконструкцию, когда также существовал один мегаконтинент и серия разобщенных континентов, но с тем отличием, что южные континенты были спаяны воедино, а северные разделены, т. е. раннепалеозойская реконструкция представляет собой как бы зеркальное отображение современной картины. Обе они принципиально отличаются от позднепалеозойской палеогеографии, для которой характерен единый мегаконтинент Пангея. Континенты спаиваются и затем вновь расходятся. Продолжительность этого цикла за прослеженный период времени составляет не менее 600 млн. лет. Есть много оснований полагать, что эпизод создания Пангеи не был единичным и случайным в истории Земли. Единые континенты возникали, вероятно, где-то на рубежах 1000—900, 1700—1900 и 2500—2600 млн. лет, т. е. в те эпохи, которые в геологической летописи отмечены широким проявлением гранитизации и метаморфизма (грен-

вильская, карельская складчатости, складчатости конца архея). Контуры древних Пангей, конечно, отличались от позднепалеозойской Пангеи, но сущность — создание единой континентальной массы — оставалась той же. Эта крупная, или мегацикличность, исчисляемая 600—800 млн. лет, как-то часто выпадает из поля зрения геологов, но она, вероятно, является наиболее важной, и на ее фоне идут более мелкие циклические процессы, длительность которых составляет 150—200 млн. лет и которые отмечены геотектоническими циклами (каледонским, герцинским и т. д.). Вряд ли могут быть сомнения, что мегацикличность отражает крупные перестройки в движении масс во внутренних частях Земли вплоть до ее ядра. Наиболее предпочтительна точка зрения, развиваемая О. Г. Сорохтиным (1974) и А. С. Мониним, о перестройках ячеек конвективных течений в мантии с одноячейстой системы на двоячейстую. Эпохи существования Пангей отвечают в таком случае одноячейстой системе, а периоды раскалывания Пангей — двоячейстой системе.

Реконструкции былого расположения континентов и океанов только еще начинают составляться. Они во многом нуждаются в уточнениях. Необходимы подобные реконструкции и для более древних отрезков истории Земли, чем последние 600 млн. лет. Но, думается, очевидны большие перспективы, которые открывает такого рода мобилистский анализ для познания общих закономерностей развития нашей планеты.

Литература

- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Белов А. А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 1.
- Белов А. А. Положение герцинид в альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран. — Геотектоника, 1971, № 4.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975.
- Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. Геотектоника, 1970, № 5.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.
- Василевская Е. Д., Казак А. П. Глаукофановые сланцы Чарского антиклинория в Восточном Казахстане. — Геол. и геофизика, 1971, № 3.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1969.
- Геология СССР. т. 41. ч. 1, «Восточный Казахстан». Л., Госгеолтехиздат, 1966.
- Геодекян А. А. и др. Коренные породы дна Охотского моря. Сов. геология, 1976, № 7.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). Геотектоника, 1974, № 6.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1972.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1974.
- Ломизе М. Г. Арауканский вулканический пояс (Анды). — Докл. АН СССР. 1973, т. 213, № 5.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии. М., «Наука», 1975.
- Основы тектоники Китая. М. Госгеолтехиздат, 1962.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 6.
- Портнягин Э. А., Гнутенко Н. А., Ковальчук И. А. и др. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 2.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира. М., «Наука», 1968.
- Сорохтин О. Г. Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 5.

- Тильман С. М., Белобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. И. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н. О некоторых особенностях развития мезозойских и кайнозойских структур Южных и Центральных Анд.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12.
- Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П. Мезокайнозойское развитие Западного Средиземноморья.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Atwater T. Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81.
- Bard I. P., Capdevilla N., Matto P. et al. Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen.— Nat. Phys. Sci., 1973, v. 241.
- Bardossy G. Bauxite formation and plate tectonics.— Acta geol. Acad. Sci. Hungar., 1973, t. 17, No. 1—3.
- Cobbing B. I., Pitcher W. S. Plate tectonics and the Peruvian Andes.— Nat. Phys. Sci., 1972, v. 240, No. 99.
- Coleman R. G., Peterman Z. Oceanic plagiogranite.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, No. 8.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J. Plate tectonics and evolution of the Alpine system.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, No. 10.
- Emery K. O. et al. Continental margin of Western Africa: Angola to Sierra Leone.— AAPG Bull., 1975, v. 59, No. 12.
- Hamilton W. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.— Bull. geol. Soc. Amer. 1969, v. 80, No. 12.
- Hayes D. E., Rabinowitz Ph. D. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone of North — west Africa.— Earth and Planetary Science Letters, 1975, No. 28.
- Hutchison C. S. Tectonic evolution of Sundaland: a phanerozoic Synthesis.— Bull. geol. Soc. Malaysia, 1973, No. 6.
- Kahler F. Die Überlagerung des variszischen gebirgskörpers der Ost — und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1971, b. 122.
- Katilli J. A. Geochronology of West Indonesia and implication on plate tectonics.— Tectonophysics, 1973, v. 19, No. 3.
- Kistler R. W., Everhden J., Shaw H. Sierra Nevada plutonic cycle, Part I, Origin of composite granitic batholiths.— Bull. geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, No. 4.
- Kistler R. W., Peterman Z. E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall-rocks in Central California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, No. 11.
- Larsen R. L., Chase C. G. Late mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, No. 12.
- Larsen R. L., Pitman C. A. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, No. 12.
- Le Pichon X., Fox P. L. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 26.
- Monger J. W., Souther J. G., Gabrielse H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272, No. 7.
- Moore E. M. Ultramafics and orogeny, with models of the U. S. Cordillera and the Tethys.— Nature, 1970, v. 228, No. 5274.
- Moore E. Petrology and Structure of the Vourinos ophiolitic Complex of Northern Greece.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, No. 118, 1969.
- Moore E., Vine F. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implication.— Phill. Trans. Roy. Soc. London, 1971, A-26.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, No. 2.
- Philips J. D., Forsyth D. Plate tectonic, paleomagnetism and the opening of the Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 6.
- Pitman W. C., III, Talwani M. Seafloor spreading in the North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 3.
- Ramsey A. T. A history of the formation of the Atlantic ocean.— Adv. Sci., 1971, v. 27, No. 133.
- Rodgers J. The tectonics of the Appalachians. Wiley — Interscience, New. York, London, Sydney, Toronto, 1970.
- Schermerhorn L. J. G. Mafic geosinclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal.— Geol. Mijnbow, 1970, v. 46, No. 6.
- Schönenberg R. Das variszische Orogen in Raume der Südost Alpen. Geotekt. Forsch., 1970, No. 35.
- Vogt P. R., Anderson C. H., Brace D. R. Mesozoic magnetic anomalies, sea floor spreading and geomagnetic reversal in the South western North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 20.
- Zeil W. Zur geologie der Andes.— Geol. Rundschau, 1970, B. 59, H. 3.

УДК 551.242.3(479+560)

И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АНАТОЛИЙСКО-КАВКАЗСКО-ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В свете новейших тектонических концепций рассматривается одна из возможных моделей развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Это развитие связывается главным образом с сопряженными процессами растяжения и сжатия литосферы, обусловленными горизонтальными движениями отдельных ее глыб.

Выделяется особая категория устойчивых областей земной коры — отмершие рифты (Черноморский, Восточно-Средиземноморский, Южно-Каспийский). На краях прогибов с океаническим типом строения земной коры допускается возможность возникновения наклонных зон Бенюфа и связанных с их развитием процессов формирования коры континентального типа.

В основу предлагаемой модели заложены три главных общих положения: 1) породы офиолитовой ассоциации, располагающиеся внутри складчатых областей, представляют собой реликты структур с океаническим типом строения земной коры, 2) формирование океанической коры — в основном результат ее новообразования в раздвиговых зонах литосферы Земли¹ и 3) эпохи тектоно-магматической активности или складчатости отвечают проявлениям напряжений сжатия в земной коре.

Исходя из этих спорных положений правомерно представление различных моделей развития Средиземноморского пояса в целом или отдельных его частей. К настоящему времени уже сделано несколько попыток такого рода (McKenzie, 1970; Казьмин, 1971; Smith, 1971; Dewey et al., 1973; И. Гамкрелидзе, 1974; Хаин, 1975, и др.).

Заложение Средиземноморского геосинклинального пояса (Тетиса), по данным большинства исследователей, приурочено к началу байкальского этапа (Муратов, 1962, 1969; Хаин, 1969, 1970, и др.). Байкальский тектогенез охватил почти всю обширную площадь этого пояса. В настоящее время трудно выделить отдельные эпохи байкальского тектогенеза и области их проявления. Однако в пределах рассматриваемой нами части пояса (в Анатолийско-Кавказско-Иранском сегменте, рис. 1) в общих чертах могут быть намечены области проявления более раннего — довендского (собственно байкальского) диастрофизма: Родопско-Истранжский массив и Западные Понтиды, большая часть Мизийской плиты и Южная Добруджа, Центральная и Южная Анатолия, Иран, Северный Кавказ, и более позднего — позднебайкальского; правильное салаирского, тектогенеза, охватывающие к началу каледонско-герцинского цикла, по всей вероятности, большую часть современной Черноморской впадины, Мизийско-Галатскую глыбу, Восточные Понтиды, Северное Закавказье и Южно-Каспийскую впадину, т. е. почти всю центральную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса.

Однако совершенно очевидно, что интенсивность складчатых дефор-

¹ Это утверждение не исключает возможности существования в раздвиговых зонах разновозрастных комплексов «базальтового» слоя, о чем может свидетельствовать часто наблюдаемый различный характер метаморфического преобразования этих пород, а также различный радиологический их возраст в одних и тех же зонах.

маций, метаморфизма и гранитообразования, связанных с салаирским тектогенезом, была весьма умеренной, приведшей к формированию коры скорее всего субконтинентального типа, что подчеркивается отсутствием нормальных гранитов этого возраста, чем и вызвана, по-видимому, очень интенсивная герцинская тектоно-магматическая переработка и консолидация именно области проявления этой наиболее ранней складчатости в фанерозойском развитии. Вместе с тем, ввиду фактического отсутствия движений, связанных с каледонским тектогенезом в большей части Средиземноморского пояса, нет оснований выделять самостоятельный каледонский цикл развития и следует говорить об едином каледоно-герцинском этапе (цикле).

В байкальско-герцинском фундаменте наблюдаются реликты древней океанической коры: позднедокембрийской — в виде линз серпентинитов, амфиболитов, габбро и тесно с ними пространственно связанной нижнекембрийской диабаз-филлитовой толщи в Дзирульском массиве и ранне-среднепалеозойской — в офиолитовом поясе Передового хребта Большого Кавказа, свидетельствующие о существовании здесь океанических бассейнов соответствующего времени (палео-Тетис I и палео-Тетис II).

Основными процессами, определяющими характер фанерозойского развития рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, являются процессы растяжения и сжатия литосферы, связанные с горизонтальными и часто разнонаправленными перемещениями отдельных ее глыб.

Существуют периоды (эпохи) преобладающего растяжения (начало тектонических циклов) и сжатия (конец циклов), но в общем сжатию в одних местах всегда отвечает растяжение в других. В частности, интенсивной герцинской складчатости и гранитообразованию, отчетливо проявившимся лишь в северной части² — на Большом Кавказе, в Закавказье, в области современного Черного моря — Понтийской суши Р. Бринкманна (Brinkmann, 1974), в Северной и Северо-Западной Анатолии — отвечает очень слабое проявление этих процессов на юге, а в перми фактическое начало нового, киммерийско-альпийского этапа развития. С этим временем связано, видимо, начало заложения глубоководного трога (рифта) вдоль древнего шва в северной части Африкано-Аравийской платформы (Таврско-Загросская зона)³.

В позднегерцинскую деструктивную фазу (в перми) начался процесс интенсивного погружения и формирования глубоководных впадин Ионического моря и моря Леванта, приобретших в начале мезозоя уже характер бассейна океанического типа (Хаин, 1970). Подтверждением этого могут служить данные о строении массива Трудос на о. Кипр (Henson et al., 1949; Gass, 1968; Мурс, Вайн, 1973), указывающие на то, что этот разрез представляет собой аналогию эталонных ненарушенных и не превращенных в меланж разрезов офиолитовых серий и, следовательно, разрезов коры океанического типа. Мы допускаем непосредственную связь моря Леванта через современную Александреттскую зону на востоке с раздвиговой зоной в южной части Средиземноморского пояса (Восточный Тавр — Загрос — Оман), где в начале мезозоя также формируется кора океанического типа. Это предположение, на

² По мнению В. Е. Хаина (1975), в среднем палеозое вдоль южного ограничения зоны Передового хребта функционировала наклоненная к северу зона Беньофа. Нам более вероятным представляется существование пары зон Беньофа, наклоненных в разные стороны, продолжающих развиваться в течение позднего палеозоя, обуславливающих тем самым герцинскую тектоно-магматическую активность Предкавказья, Большого Кавказа и Северного Закавказья.

³ Можно предположить и продолжение этой зоны через Оманский залив и северную часть Аравийского моря, а затем в виде офиолитового пояса к западу от Сулеймановых гор и далее в структурном шве Инда в Тибетских Гималаях.

наш взгляд, подтверждают опубликованные недавно (Маловицкий и др., 1974) результаты магнитометрических исследований в восточной части Средиземного моря. В частности, характер положительных магнитных аномалий Восточного Средиземноморья непосредственно указывает на существование отмеченной связи.

Несколько позже, с начала юры, заложение подобных прогибов, судя по современным выходам офиолитовых комплексов, примерно маркирующим области распространения океанической коры, происходит и севернее, видимо, также вдоль древнего шва, на границе между областями байкальской и салаирско-герцинской консолидации (см. рис. 1).

Таким образом, мы разделяем мнение тех исследователей (Штёклин, 1966; Муратов, 1969; Хаин, 1969, 1970; Ломизе, 1970; Казьмин, 1971, и др.), которые допускают существование в Средиземноморском поясе нескольких самостоятельных линейной формы океанических бассейнов, достигающих, однако, в результате развития, видимо, довольно значительной ширины. Вместе с тем в современных офиолитовых поясах установлено развитие очень крупных направленных на юг шарьяжей (Blumenthal, 1960—1963; Rigo de Righi, Cortesini, 1964; Graciansky, 1967; Ilhan, 1967; Пейве, 1969; Хаин, 1969, 1970; Brunn et al., 1970; Казьмин, 1971; Книппер, 1971; Книппер, Соколов, 1974; Белов, 1973), представляющих собой результат движения к северу и пододвигания Африкано-Аравийской платформы и расположенных к северу от нее глыб континентальной коры под образующиеся складчатые зоны⁴. Следовательно, нужно согласиться с А. В. Пейве (1969) в том, что блоки континентальной коры на орогенном этапе альпийского цикла действительно испытывали перемещение к северу. Но являются ли они полностью аллохтонными, перекрывающими область сплошного развития мезозойской океанической коры, как считает А. В. Пейве, или надвинутыми (а вернее, пододвинутыми) лишь по краям? Наиболее значительными возражениями, выдвинутыми против существования отдельных океанических бассейнов в Средиземноморском поясе, являются: беспорядочное расположение выходов меланжа и отсутствие фациальных переходов между типичными океаническими разрезами трогов и синхронных образований континентальной коры разделяющих их участков.

Нам представляется, что беспорядочное (но в общем поясообразное!) расположение выходов офиолитового комплекса в рассматриваемой части Средиземноморского пояса может быть обусловлено: 1) значительным, но неодинаковым по величине в различных частях, надвиганием на юг офиолитового комплекса вместе с сорванными пластинами континентальной коры, 2) обнажением этих пород в виде тектонических окон и полуокон в расположенных выше покровных пластинах, включая пластины метаморфических образований, 3) особой «мобильностью» серпентинитового меланжа и самих гипербазитов и возможностью неоднократного их перемещения и протрузивного внедрения по различным ослабленным зонам перекрывающих пород, 4) существованием поперечных (возможно, аналогичных трансформным) разломов, также с офиолитовым выполнением. Таковыми могут быть выполненные меланжем поперечные разломы по обе стороны от Лутской глыбы в Иране и сдвиги Эджемиш-Чайский и Марашский (северное окончание Левантийской системы сдвигов) в Южной Турции. Зоной растаскивания меланжа является и Северо-Анатолийская сдвиговая зона.

⁴ Движение масс к северу хорошо устанавливается и в результате детального исследования характера деформации Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа (И. Гамкрелидзе, 1974). Следует также отметить, что в последнее время возрождена в новом свете концепция Н. Б. Вассоевича о существовании крупных шарьяжей на Южном склоне Большого Кавказа. По новым данным (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1975), покровы образованы в результате продвижения к северу и пододвигания Грузинской глыбы под складчатую систему Большого Кавказа.

Что же касается якобы отсутствия фашиальных переходов между разрезом осадков глубоководных трогов и их континентального обрамления, то, с одной стороны, это может быть вызвано опять-таки перекрыванием переходных зон пластинами шарьяжей. С другой стороны во многих случаях они представлены олистостромовыми комплексами с олистолитами пород меланжа, указывающими на близость областей, где идут процессы обдукции океанической коры. Кроме того, дифференцированные андезитовые серии, широко развитые на краях срединных массивов (микроконтинентов), разделяющих эти трог, представляют собой именно переходные фации между континентом и океаном.

Сказанное выше позволяет заключить, что современные офиолитовые зоны представляют собой результат выжимания и перемещения вдоль шарьяжей океанической коры «ископаемых» рифтовых долин различной ширины. Вместе с тем рассмотрение времени и характера проявления основных фаз складчатости и образования шарьяжей в течение альпийского цикла показывает, что движения континентальных блоков, разделяющих указанные области, при общей тенденции их перемещения к северу (особенно на орогенном этапе альпийского развития) были независимыми и иногда разнонаправленными.

Наступление юрского периода знаменует начало процессов деструкции коры почти во всей рассматриваемой части Средиземноморского пояса. Видимо, именно в эту раннеальпийскую деструктивную фазу сложились новые рифтовые зоны на границе Центрально-Анатолийско-Иранского и Закавказского блоков (с этого времени срединных массивов, превращавшихся затем в микроконтиненты). В современной структуре на востоке выражены две ветви выхода офиолитовых комплексов: Эрзерум-Севанская (Эрзинджан-Севанская) и Араксинская (Вединская) (см. рис. 1). Эрзинджан-Севанская офиолитовая зона на востоке развилась, видимо, в осевой части Сомхето-Кафанского в общем Бейбурт-Карабахского юрского прогиба. Следовательно, современные Сомхето-Карабахская и, видимо, Сарыбабинская и Кафанская зоны могут рассматриваться как ступенчатые склоны этого прогиба, а развитые здесь дифференцированные вулканогенные серии — как фации окраины континента или «переходные фации» между океаническим разрезом осевой части рифта (так называемой Тутхунской зоны А. Л. Книппера и С. Д. Соколова, 1974) и синхронными образованиями смежных срединных массивов (микроконтинентов). Вединская офиолитовая зона также могла возникнуть вдоль древнего шва на границе Центрально-Армянской глыбы и области накопления парагеосинклинальных отложений. Однако в последнее время А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым (1975) высказано мнение, что все офиолиты Вединской зоны заключены в виде покровов и олистостромовых горизонтов внутри автохтонной осадочной толщи коньякского яруса. Но, с другой стороны, существование двух самостоятельных латеральных зональностей в позднемеловых и эоценовых андезитовых толщах к северу от Вединской, а также Севано-Акеринской (Эрзинджан-Севанской) зон (Закариадзе и др., 1975), о чем более подробно будет сказано ниже, указывает на то, что здесь, возможно, все-таки существует офиолитовый шов, который проходит чуть южнее и в настоящее время перекрыт мощным чехлом четвертичных отложений левого склона р. Аракс, хотя выделение Вединского шва, конечно, в значительной мере условно. Не исключена возможность, что офиолиты Севано-Акеринской и Вединской зон происходят из общей корневой зоны.

Вопрос о западном продолжении указанных малокавказских офиолитовых зон требует рассмотрения некоторых особенностей геологического строения Северной Турции. На основании имеющихся на сегодняшний день данных можно прийти к выводу, что западным продолжением Артино-Болнисской или Восточно-Понтийско-Болнисской глыбы до возникновения Северо-Анатолийского сдвига являлась Мизийско-Галатская

глыба, имеющая тот же возраст становления кристаллического фундамента (салаирско-герцинская консолидация). На основании сказанного можно предположить, что непосредственное западное продолжение Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны представляла Анкара-Измирская зона, правда развившаяся несколько позже, видимо, с конца поздней юры на границе двух разновозрастных консолидированных глыб — Мизийско-Галатской на севере и Анатолийской (Мендересский и Киршехирский массивы) на юге.

Не менее сложен вопрос о восточном продолжении Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Рассмотрение имеющихся данных позволяет допустить существование несколько сдвинутого к северо-востоку, вдоль Пальмиро-Апшеронского линеамента, восточного продолжения Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны, или, возможно, замещающего его тектонического шва, либо по северному краю Талышской зоны, либо скорее всего через эту зону, приобретшую особую проницаемость в эоцене, а затем в глубоководной впадине Южного Каспия, где она вновь «раскрывалась» и подобно рифту Черного моря вследствие особых причин не испытывала значительных деформаций, представляя собой жесткую глыбу литосферы и продолжая прогибаться вплоть до четвертичного времени (И. Гамкрелидзе, 1974), хотя не исключена возможность наиболее активного формирования этой впадины в позднем мелу и особенно в раннем палеогене подобно впадине Черного моря (Адамия и др., 1974).

Процесс растяжения и деструкции континентальной коры, сопутствующий началу киммерийско-альпийского цикла, уже при проявлении кратковременного сжатия перед байосом, видимо, сопровождается возникновением по краям Эрзинджан-Севанского трога наклонных зон Беньофа, вдоль которых происходили погружение океанической литосферы в мантию и связанные с ним процессы формирования андезитовых магм, а затем в бате и гранитоидного плутонизма (рис. 2, I). Указанный механизм формирования континентальной коры, конечно, не следует считать единственно возможным. Однако ввиду интенсивного проявления андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма в пределах древних континентальных блоков (микроконтинентов) в Средиземноморском поясе и существования местами довольно четкой латеральной структурно-магматической зональности более приемлемым кажется именно механизм, связанный с развитием наклонных зон Беньофа по краям разделяющих их океанических областей. В частности, наиболее реальным представляется существование такой зоны по северному краю Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Как было отмечено, она зарождается, по всей вероятности, в средней юре и активно развивается до четвертичного времени. Такая же зона в позднекиммерийскую эпоху возникла и по северному краю Таврско-Загросской офиолитовой зоны (И. Гамкрелидзе, 1975).

В конце байоса и бате северную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса (Большой Кавказ, Горный Крым, Закавказский срединный массив и северная часть Малого Кавказа) охватывает сжатие, сопровождавшееся гранитообразованием, которое на юге (в Средиземноморско-Таврско-Загросской зоне) сменялось растяжением коры и расширением области формирования коры океанического типа.

Лишь северную часть рассматриваемой области охватили также позднекиммерийские (предмеловые) и австрийские (предверхнемеловые) движения. Однако позднекиммерийский орогенез по сравнению с раннекиммерийским значительно распространился к югу и охватил большую часть Малого Кавказа, Эльбурс и Аладаг-Биналуд. Возникновение многочисленных гранитоидных интрузий вдоль северного края Таврско-Загросской офиолитовой зоны может свидетельствовать о зарождении с этого времени по северному краю последней наклоненной к северу зоны Беньофа, с развитием которой связан, видимо, и последующий позднеме-

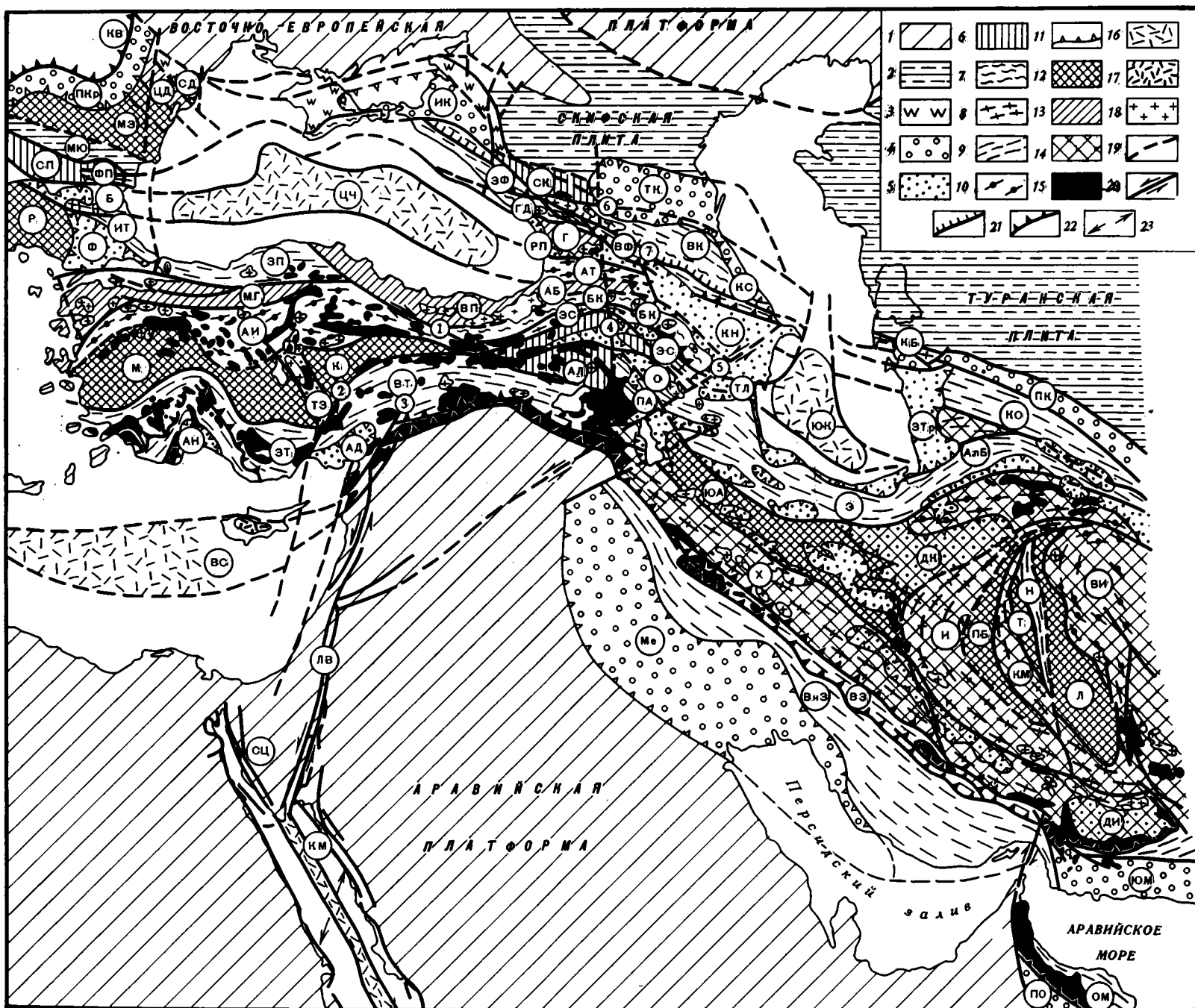


Рис. 1. Схема тектоники Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса и прилегающих областей (составил И. П. Гамкрелидзе по принципу схемы В. Е. Хаина, 1969).

1—3 — платформы: 1 — древняя, 2 — эпигерцинская; 3 — эпикиммерийская; 4—18 — Средиземноморский складчатый пояс: 4 — передовые прогибы, 5 — межгорные прогибы, 6 — участки областей доальпийской консолидации, вовлеченные в альпийский орогенез; 7—10 — альпийские складчатые зоны на байкальском, салаирско-герцинском, герцинском и палеозойском парагеосинклинальных (квазиплатформенных) основаниях, замкнувшиеся и испытавшие складчатость: 7 — в результате киммерийских движений (до середины юры), 8 — в результате позднекиммерийско-австрийских движений (в конце юры и перед верхним мелом), 9 — в результате альпийских движений (с конца мела), возникшие в начале альпийского этапа, 10 — то же, с более поздним началом развития; 11 — контуры орогенных впадин и поднятий; 12—13 — выступы фундамента срединных массивов (микроконтинентов) и массивы, испытавшие слабое погружение (маломощный, слабдеформированный чехол): 12 — байкальской (довендской) консолидации, 13 — салаирско-герцинской консолидации; 14 — участки массивов, подвергшиеся значительной переработке и погружению; 15 — меланж офиолитового комплекса и протрузии гипербазитов; 16 — субокеаническая кора в центральных частях отмерших (внутренние моря) и современных рифтов; 17 — области развития на поверхности ненарушенной субокеанической коры (о. Кипр); 18 — гранитоиды (герцинские, киммерийские и альпийские); 19 — глубинные разломы; 20 — крупные сдвиги; 21 — крупные взбросы и надвиги; 22 — шарьяжи, 23 — крупные раздвиги.

Буквы в кружках — названия структурных единиц: КВ — Восточно-Карпатская флишевая зона; ПКр — Предкарпатский прогиб; СД — Северная Добруджа; ЦД — Центральная Добруджа; МЗ — Мизийская плита и Южная Добруджа; МЮ — Южная зона Мизийской плиты; СП — Старая Платина; ФП — флишевый прогиб Восточной Старой Платины; Б — Бургасский прогиб; Р — Родопский массив; Ф — Фракийская впадина; ИТ — Истранж; ЗП — Западные Понтиды; МГ — Мизийско-Галатская глыба; АИ — Анкара-

Измирская зона; М — Мендересский массив; ТЗ — Тузгёльский грабен; К — Киршехирский массив; ЗТ — Западный Тавр; ВТ — Восточный Тавр; АН — прогиб Анталья; АД — прогиб Аданы (Сейханский); ВС — Восточно-Средиземноморская впадина (море Леванта); Лв — Левантийская рифтовая зона; Сц — рифтовая зона Суэцкого залива; КМ — рифтовая зона Красного моря; ИК — Индоло-Кубанский прогиб; СК — Северо-Кавказский краевой массив (Лабино-Малкинская зона); ТК — Терско-Каспийский прогиб; КС — Кусаро-Келькорский прогиб; ЗЗф — западная зона флиша (Новороссийский синклиорий); ВФ — Восточная зона флиша (Чиауро-Дибарский синклиорий); ВК — Восточный Кавказ; ГД — Гагра-Джавская зона; Г — Грузинская глыба; ЦЧ — Центрально-Черноморская впадина; АТ — Аджаро-Триалетская зона; РП — Рионский межгорный прогиб; КН — Куринский межгорный прогиб; ВП — Восточные Понтиды; АБ — Арвино-Болнисская глыба; БК — Бейбурт-Карабахская зона; ЭС — Эрзинджан-Севанская зона; ЮК — Южно-Каспийская впадина; О — Ордубадская зона; АЛ — Аладагский массив; Па — Приараксинская зона; Тл — Талышская зона; Э — Система Эльбруса; ЮА — Южно-Азербайджанский массив; ДК — впадина Дешти-Кевир; Х — Хамаданская зона; ВЗ — Внутренняя зона Загроса; ВнЗ — Внешняя зона Загроса; Ме — Месопотамский передовой прогиб; КБ — Кубадаг и Большой Балхан; ЗТр — Западно-Туркменская впадина; КО — Копетдагская складчатая зона; ПК — Предкопетдагский прогиб; АлБ — Аладаг-Биналуд; И — Иездский прогиб; ПБ — блок Пошти-Бадам; КМ — Керманский прогиб; ДМ — впадина Джаз-Муриан; ЮМ — Южно-Макранская зона; ОМ — Оманская зона; ПО — Преоманский прогиб.

Цифры в кружках — главные разломы: 1 — Северо-Анатолийский; 2 — Марашский; 3 — Эджемиш-Чайский; 4 — Транскавказский; 5 — Пальмиро-Апшеронский; 6 — Пшекиш-Тырныаузский; 7 — «Главный надвиг» Большого Кавказа

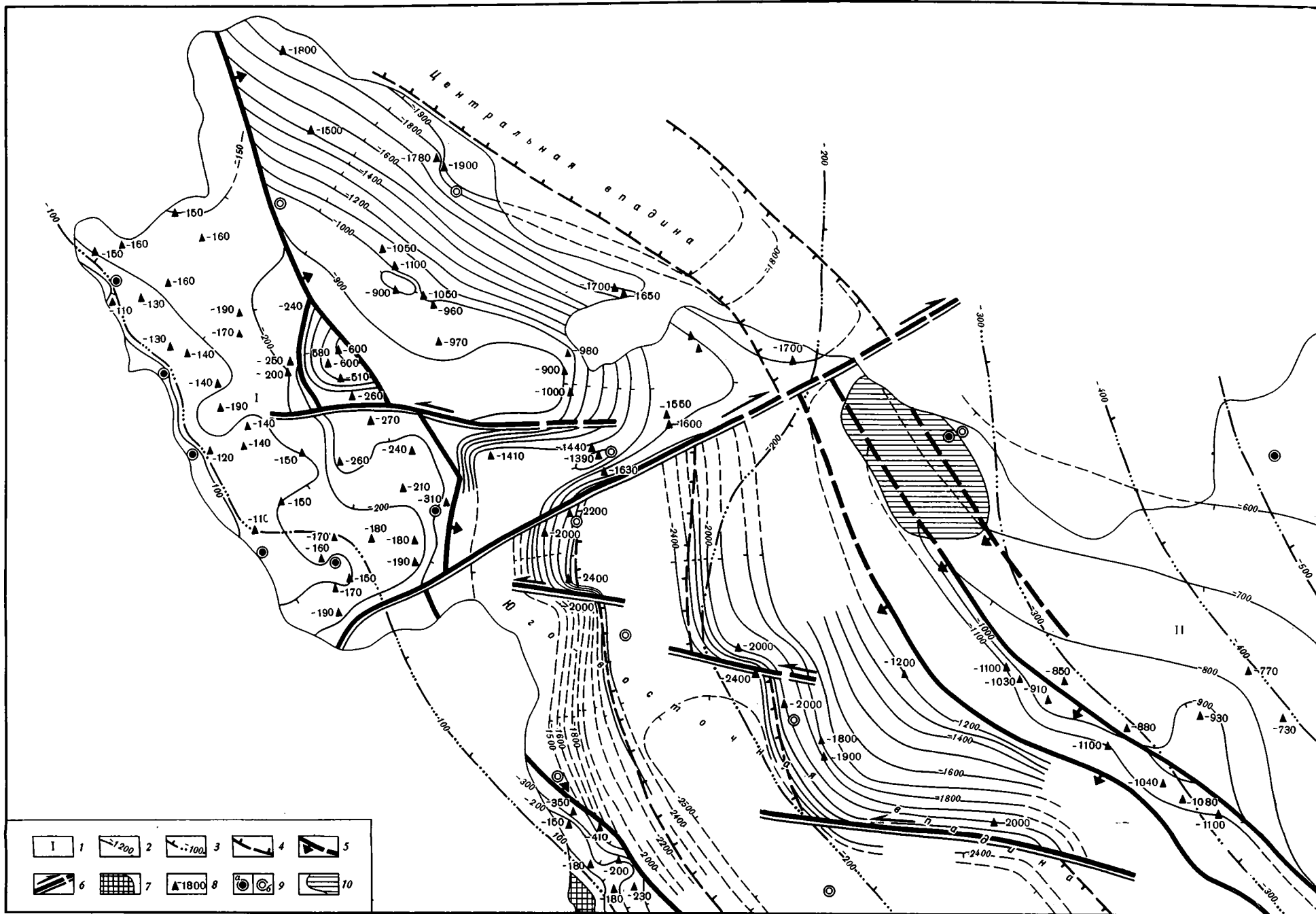


Рис. 2. Тектоническая схема Центральной и Юго-Восточной (Онежской) впадин
Онежско-Кандалакшского грабена

1—поднятия фундамента, ограничивающие грабен: I—восточный склон Балтийского щита, II—Архангельский горст (мегавал); 2—изогипсы поверхности фундамента, 3—изогипсы подошвы венда; 4—6—разрывные нарушения; 4—раннерифейские (?) сбросы, 5—среднерифейские сбросы (стрелка указывает направление падения сместителя), 6—средне-позднерифейские (?) сдвиги (стрелка указывает направление смещения); 7—10—про-

чие обозначения: 7—выступ кристаллического фундамента; 8—отметки поверхности фундамента по аэромагнитным данным, 9—скважины: а—достижение фундамента, б—не достижение фундамента, но вскрывшие рифейские образования, 10—поле распространения трубок взрыва раннепалеозойских щелочных базальтоидов

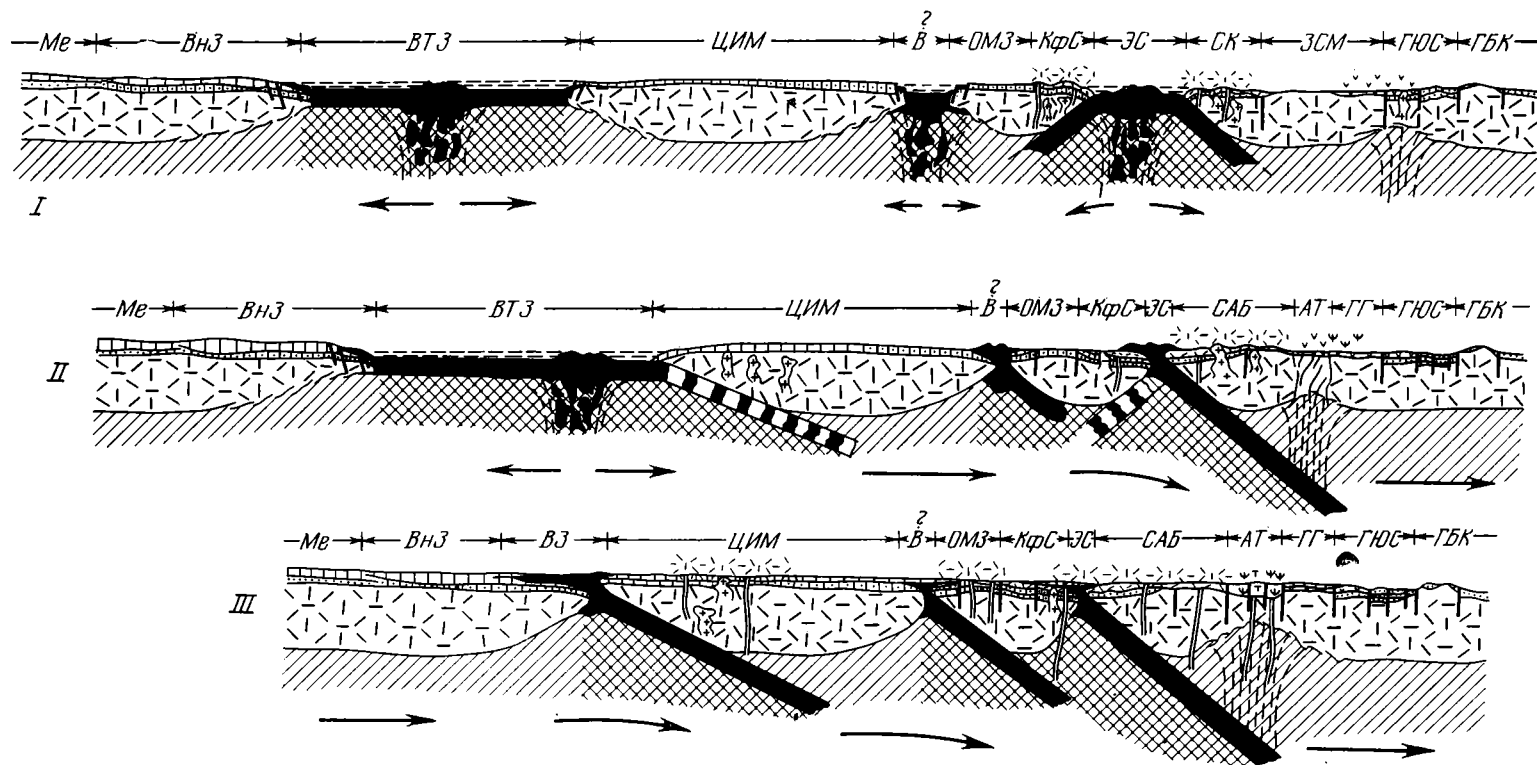


Рис. 2. Принципиальная схема развития земной коры в Средиземноморском поясе. I — в средней юре, II — в альбе — раннем сеноне, III — в эоцене, IV — в неогене — антропогене, V — в неогене — антропогене (западная часть)

I — консолидированная кора; 2—7 — осадочный чехол; 2 — преимущественно карбонатный; 3 — преимущественно терригенный; 4 — терригенно-карбонатный; вулканогенные породы; 5 — андезитовые; 6 — базальтовые; 7 — щелочно-базальтовые; 8 — интрузии гранитоидов; 9 — глубоководные осадки и

базальтовые эффузивы на океанической коре; 10 — новообразованная базальтовая кора и офиолитовый комплекс; 11 — верхи мантии; 12 — разогретая верхняя мантия; 13 — остаточные альпинотипные перидотиты; 14 — предполагаемые зоны Беньофа; 15 — неактивные или малоактивные зоны Беньофа.

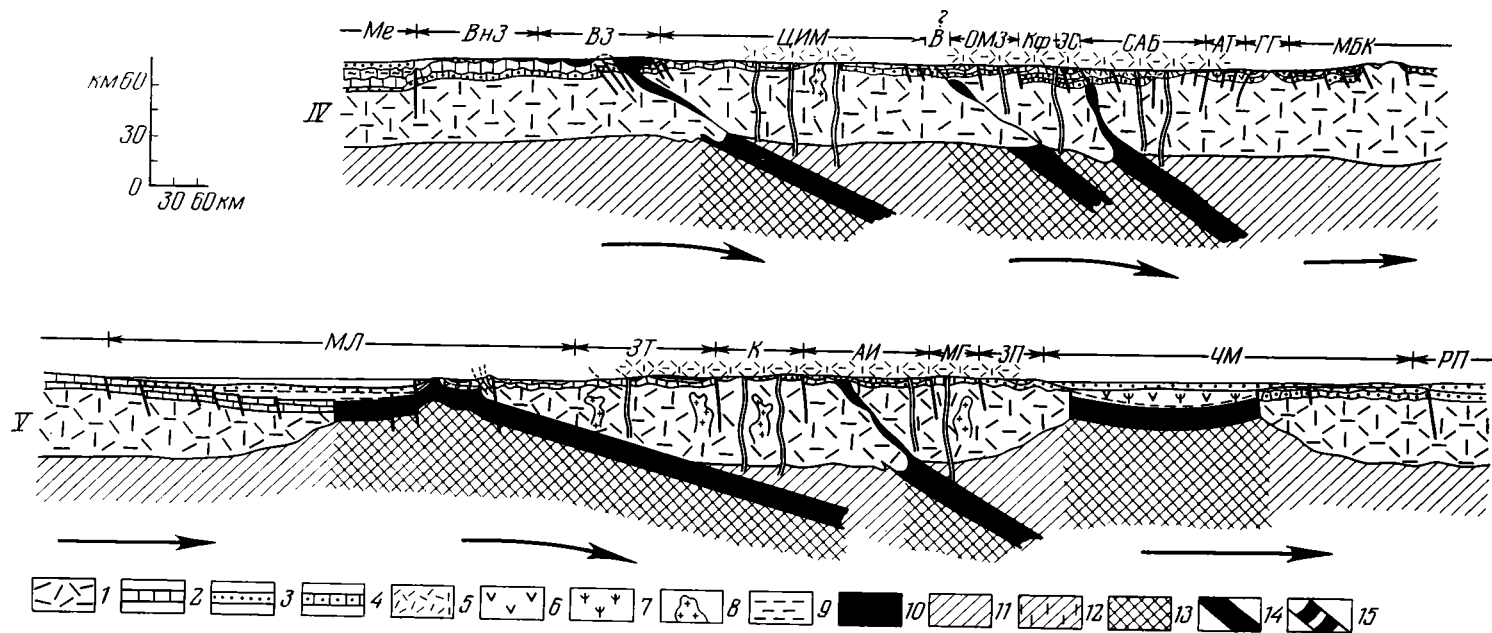


Рис. 2 IV, V

Me — Месопотамский прогиб; ВнЗ — Восточно-Средиземноморско-Тавро-Загросская рифтовая зона; ВЗ — Внешний Загрос, ВЗ — Внутренний Загрос; ЦИМ — Центральное-Иранский массив; В — Вединская офиолитовая зона; ОМЗ — Ордубадская и Мисхано-Зангезурская зоны; КФС — Кафанская и Сарыбабинская зоны; ЭС — Эрзинджан-Севанская офиолитовая зона; СК — Сомхето-Карабахская зона; ЗСМ — Закавказский срединный массив; ГЮС — геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа; ГБК — Геоанти-

клиналь Большого Кавказа; САБ — Сомхето-Карабахская и Артино-Болнисская зоны; АТ — Аджаро-Триалетская зона; ГГ — Грузинская глыба; МБК — Мегантиклинорий Большого Кавказа; МЛ — море Леванта; ЗТ — Западный Тавр; К — Кирсехирский массив; АИ — Анкара-Измирская зона; МГ — Мизийско-Галатская глыба; ЗП — Западный Понт; ЧМ — Черное море; РП — Русская плита

ловой и кайнозойский вулканизм, а местами и гранитообразование на Иранском массиве (см. рис. 1).

Первой значительной фазой тектогенеза, вызвавшей сжатие наиболее северных рифтовых зон и образование серпентинитового меланжа, была австрийская. По данным А. Л. Книппера (1971, 1974), меланж Севано-Акеринской (Эрзинджан-Севанской) зоны был сформирован уже к началу альба, а с сеномана в результате движения аллохтонных масс образовался олистостромовый комплекс. Как нам представляется, здесь впоследствии одновременно могли протекать процессы субдукции и обдукции океанической коры (рис. 2, II).

Образование серпентинитового меланжа в австрийскую фазу тектогенеза имело место, по-видимому, и на западе, к югу от Северо-Анатолийского разлома, на непосредственном западном продолжении Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны (Pamir, Baykal, 1943; Кетин, 1965).

Однако в южной (Средиземноморско-Таврско-Загросской) рифтовой зоне все еще продолжают процессы растяжения коры, достигшие в это время своего максимума (рис. 2, II). Горизонтальное перемещение глыб литосферы в стороны от этой раздвиговой зоны вызывает образование поперечных нарушений, вдоль которых, видимо, также происходит внедрение мантийного вещества и формирование офиолитовых серий. Таковыми, как отмечалось, являются крупные поперечные нарушения в теле Центрально-Иранского блока по обе стороны от Лутской глыбы, выполненные серпентинитовым меланжем (см. рис. 1).

Примерно в это же время уже с начала альба растяжение и интенсивное погружение по разрывам испытывает подвергавшаяся до этих пор длительному размыву центральная часть Закавказского срединного массива, зарождается Черноморско-Аджаро-Триалетская рифтовая зона (Адамия и др., 1974; И. Гамкрелидзе, 1974). Максимальным это растяжение было в центральной части рифта, в области современной глубоководной впадины Черного моря, где в осевой части, видимо, в продолжение позднего мела происходит разрыв сплошности континентальной коры и формирование коры океанического типа (см. рис. 1). Таким образом, Артвино-Болнисская и Бейбурт-Карабахская зоны с развитыми в их пределах верхнемеловыми андезитовыми вулканогенными толщами вполне могут рассматриваться в это время в качестве островной дуги, в тылу которой и развивается Черноморско-Аджаро-Триалетский рифт. Андезитовые серии образуются в висячем крыле продолжающей активно развиваться зоны Беньофа по северному краю Эрзинджан-Севанской зоны (см. рис. 2, II). На продолжение ее активности в позднемеловое время указывает довольно четко проявленная структурно-магматическая зональность к северу от этой офиолитовой зоны: 1) андезитовые толщи Бейбурт-Карабахской и Восточно-Понтийско-Болнисской зоны (островная дуга), 2) преимущественно базальтовые породы Аджаро-Триалетского прогиба (восточной части окраинного Черного моря), 3) щелочные трахиты, богатые калием, на северном его крае и 4) свита щелочных оливиновых базальтов (Дзоценидзе, 1966) на Грузинской глыбе.

Первой фазой складчатости, затронувшей и южную часть рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, была субгерцинская. В эту эпоху — перед маастрихтом — происходит сжатие и возникновение первых шарьяжей в Тавре, Загросе и Омане.

Вместе с тем, видимо, уже с этого времени в результате активного пододвигания Аравийской платформы под Иранский блок и «проталкивания» к северу и субдукции образованной здесь океанической коры возобновляется активность наклоненной к северу зоны Беньофа, с развитием которой связано образование позднемеловых и кайнозойских магматитов, приуроченных главным образом к прямолинейному вулканическому поясу Урмия — Дохтар (Schroeder, 1944; Милановский, Короновский, 1973), вытянутому вдоль юго-западного края Центрально-Иранского массива.

Начавшаяся с этого времени тенденция общего сжатия рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса, вызванного постепенным и неравномерным продвижением к северу блоков континентальной коры, в течение орогенного этапа компенсируется раскалыванием Африканско-Аравийского континента и развитием рифтов Красного моря и Аденского залива. Увеличение амплитуды покровов от Сирии к Оману, по мнению В. Г. Казьмина (1974), указывает на расширение Красноморского прарифта к югу, иными словами, на вращательно-поступательный характер перемещения Аравии (см. рис. 1).

Однако область современного Ионического моря и моря Леванта, представляющая, как отмечалось, западную часть единой обширной рифтовой зоны, не затрагивается этими движениями, не поддаваясь сжатию, и аналогично Черноморской и Южно-Каспийской впадинам представляет собой особую категорию устойчивых зон земной коры (отмерший рифт)⁵, испытывая вместе с тем постоянное прогибание вплоть до четвертичного времени.

Резкое сжатие с образованием шарьяжей в восточной части (в Бассите, горах Аманус) (Казьмин, 1965), вызванное продвижением к северу Аравийской платформы, не проявляющееся на западе (в восточной части Средиземного моря), могло осуществиться лишь при наличии поперечных тектонических нарушений на границе этих разнохарактерных сегментов, каковой и являлась Левантийская рифтовая зона, вдоль которой предполагается крупный левосторонний продольный сдвиг. Непосредственным северным продолжением Левантийской системы сдвигов является Марашский разлом в Турции. Безусловно, к этой же системе относятся и Эджемиш-Чайский разлом, отделяющий Восточный Тавр от Центрального. Вместе с тем аналогично другим жестким глыбам Средиземноморский «отмерший рифт» испытывает перемещение к северу и вызывает интенсивную складчатость и развитие шарьяжей в Центральном и Западном Тавре.

Процесс сжатия коры, связанный со следующей фазой альпийского, тектогенеза — ларамийской, проявился в большей части рассматриваемой области.

Погружения, начавшиеся в палеоцене, достигают максимума в эоцене (особенно среднем) и сопровождаются бурной вулканической деятельностью на обширных площадях.

В это время (в эоцене), видимо, вновь возобновляет активность зона Беньофа по северному краю Восточно-Таврско-Загросской зоны, о чем свидетельствуют среднеэоценовые андезитовые толщи, широко развитые вдоль Урмия-Дохтарского вулканического пояса. Причем поперечные нарушения обуславливают проникновение этого вулканизма глубоко внутрь Иранского массива. Выражением этого является развитие мощного эоценового андезит-дацитового наземного вулканизма на Лутской глыбе (см. рис. 1).

Преимущественно известково-щелочные породы среднего и кислого состава широко развиты также в эоцене Малого Кавказа. Так как южной границей области проявления эоценового вулканизма является по существу Вединский офиолитовый шов, по мнению В. Е. Ханина, этот магматизм в южной части Малого Кавказа в случае действительного существования этого шва связан в основном с активностью зоны Беньофа вдоль северного края Вединской зоны. Не исключена возможность ее

⁵ Нами высказано предположение (И. Гамкрелидзе, 1974), что конкретные формы и характер развития раздвиговых структур литосферы зависят от интенсивности процесса поступления глубинной энергии и вещества. Истощение глубинной энергии может привести к «охлаждению» и уплотнению верхней мантии и нижней части литосферы, отмиранию структур растяжения и образованию на их месте устойчивых зон особой категории — «отмерших рифтов». Вместе с тем эти же явления могут способствовать постепенному проседанию земной коры и образованию в ней глубоководных впадин типа внутренних и, видимо, также окраинных (Karig, 1971) морей.

продолжения и на восток по южному краю складчатой системы Эльбурса, а затем Аладаг-Биналуда и связи с ее развитием мощного андезитового вулканизма на южном крыле Эльбурса.

С другой стороны, андезитовые толщи широко развиты в эоцене и к северу от Севано-Акеринской зоны. Причем, как уже отмечалось, здесь проявлены две самостоятельные зональности в средне- и верхнеэоценовых андезитовых толщах, в частности, наблюдается увеличение содержания калия к северу от предполагаемой Вединской зоны, а затем вновь к северу от Севано-Акеринской (Закариадзе и др., 1975). Заслуживает внимания также резкая смена этих образований к северу мощным комплексом субщелочных базальтов Аджаро-Триалетии (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974). Все это может свидетельствовать о продолжении в это время активности наклоненной к северу зоны Беньофа и по северному краю Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны (рис. 2, III).

Таким образом, можно предполагать, что развитие Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта в позднем мелу и раннем палеогене происходит в висячем крыле зоны Беньофа (рис. 2, III). Это наводит на мысль связать его образование со вторичным термальным диапиром, возникшим на поверхности пододвигающейся вдоль зоны Беньофа литосферной плиты, как это предполагается Д. Каригом (Karig, 1971), для развития рифтов окраинных морей, представляющих зоны интенсивного локального растяжения на фоне общего сжатия в пограничной области между океаном и континентом.

Примечательно, что, по данным Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили (1975), повышенное содержание воды в толеитовых магмах осевой части Аджаро-Триалетской зоны и низкая титанистость приближают их к базальтовым сериям междуговых и окраинных бассейнов.

В позднем эоцене в пределах Черного моря рифтогенез прекращается, видимо, в результате истощения глубинной энергии (прекращения действия термального диапира). В области восточного окончания Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта (в пределах современной Аджаро-Триалетской зоны) наступает режим сжатия и дифференцированных движений, являющихся отражением движений наиболее ранней фазы (триалетской) пиренейской тектонической эпохи. Пиренейские движения захватывают почти всю рассматриваемую часть Средиземноморского пояса и фактически знаменуют начало орогенного этапа его развития.

Проявление последующих фаз (эпох) альпийского тектогенеза вызывает общее сжатие и окончательное формирование современной структуры Средиземноморского пояса. Процесс общего сжатия этой области на орогенном этапе и связанного с ним мощного орогенного магматизма также компенсируется процессом растяжения и деструкции коры, ярко выраженным в тылу продвигающегося к северу Аравийского континентального блока, в области рифтов Красного моря и Аденского залива. Причем, как показал В. Г. Казьмин (1974), фазы сжатия и складчатости по краю Аравии отвечают отдельным моментам усиления спрединга в раздвиговых зонах. Широкое развитие андезитового и андезито-дацитового вулканизма и гранитоидного плутонизма в период общего сжатия рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса на орогенном этапе можно связать с продолжающейся активностью зон Беньофа, вызванной активным пододвиганием более опущенных южных континентальных плит под относительно приподнятые северные и дальнейшим заталкиванием океанической коры (см. рис. 2, III). В частности, допущение продолжения активности полого наклоненной под Иранский блок зоны Беньофа и на орогенном этапе представляется нам вполне возможным. Вместе с тем ввиду того, что интенсивное сжатие охватывает весь Средиземноморский пояс и к северу активно начинает продвигаться и Восточно-Средиземноморская жесткая океаническая плита (отмерший

рифт), вдоль ее сочленения с Анатолийской континентальной плитой, видимо, также возникает наклоненная к северу поддвигающая зона Беньофа, с развитием которой и следует связать орогенный, в основном андезитовый, вулканизм Анатолии (рис. 2, V). На перемещение и пододвигание Средиземноморской жесткой глыбы под континентальную глыбу Турции указывают данные М. Капуто и др. (Caputo et al., 1970), рисующих здесь полого наклоненную к северу сейсмофокальную зону.

В Кавказской части Средиземноморского пояса на орогенном этапе, особенно в позднеорогенную стадию, по данным Е. Е. Милановского (1969), районы и центры позднеорогенного вулканизма связаны с рядом крупных глубоких зон нарушений типа трещин растяжения, имеющих поперечные к простиранию продольных зон Кавказа направления и приуроченных главным образом к зоне транскавказского поперечного поднятия.

Общее сжатие рассматриваемой части Средиземноморского пояса имеет место и в современную эпоху, так как проведенное Е. И. Широковой (1967) исследование показало, что в очагах многих землетрясений Большого и Малого Кавказа и Эльбурса векторы главных сжимающих напряжений располагаются полого и перпендикулярно к простиранию этих складчатых сооружений. Эти данные подтверждаются также исследованиями А. Новрузи (Nowroosi, 1971).

Рассмотренная выше картина движения и развития земной коры в области Средиземноморского пояса показывает, что она значительно более сложна, чем это рисуется общими схемами новой глобальной тектоники. В частности, несостоятельно допущение существования в палеозое единого океана Тетис в области Средиземноморского пояса, непрерывного сближения Африкано-Аравийской и Евразийской плит литосферы в течение всего киммерийско-альпийского этапа и реликтовой природы внутренних морей. Однако существование в общем единой зоны сжатия на орогенной стадии развития рассматриваемой части Средиземноморского пояса, компенсирующегося растяжением за ее пределами, согласуется со схемой новой глобальной тектоники. Анализ данных о характере земной коры и магматизма как подвижных, так и относительно устойчивых зон (срединных массивов или микроконтинентов) позволяет принять также одно из важнейших положений указанной концепции о формировании новой океанической коры в пределах некоторых раздвиговых структур земной коры и о частичном ее уничтожении в зонах Беньофа. Механизму «тектоники плит» в общем соответствуют также установленные в пределах этого пояса горизонтальные движения глыб литосферы в стороны от зон растяжения, вызывающие сжатия и деформации других зон, находящихся на зрелой стадии развития.

Приведенные выше данные об особенностях развития коры в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса подтверждают многие важные положения, высказанные в последнее время А. В. Пейве, А. Л. Книппером и др., в частности, сопряженность процессов сжатия и растяжения в земной коре, сходство разрезов океанической коры и эвгеосинклиналей, тектоническую природу меланжа и его мобильность. Однако наряду с этим, как нам представляется, нет данных, подтверждающих полное перекрытие областей сплошного развития мезозойской океанической коры грандиозными шарьяжами кристалликума и по сути дела отрицающих значительную роль проявляющихся локально глубинных процессов, которые определяют характер магматизма и деформации земной коры.

Литература

Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования Глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974, № 1.

- Белов А. А. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция).— Геотектоника, 1973, № 1.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Автореф. докт. дис., Тбилиси, 1974.
- Гамкрелидзе И. П. Главные тенденции тектонического развития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса. Тез. докл. II Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси, «Мецниереба», 1975.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Путеводитель экскурсии II Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси, «Мецниереба», 1975.
- Дзоцидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Надарейшвили Г. Ш. Палеогеновый вулканизм Кавказа. Тез. докл. II Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси, 1975.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения Аравийской платформы и Альпийской геосинклинальной области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 6.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа».— Геотектоника, 1971, № 2.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции.— В сб.: Тектоника Альпийской области. «Мир», 1965.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1974.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Тектонические покровы и Тутунская зона Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Парадокс офиолитов Веди (М. Кавказ). Автореферат доклада, прочитанного 18/II 1975 г.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 5.
- Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 11.
- Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. ГИН АН СССР, нов. серия, вып. 44. Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.
- Милановский Е. Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии.— В сб.: Проблемы тектоники и магматизма. «Наука», 1969.
- Милановский Е. Е., Коронзвский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Недра», 1973.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ, 1969, № 1.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ, 1970, № 2.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа, опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 1.
- Штёклин Дж. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.
- Blumenthal M. Le système structural du Taurus Sud-Anatolien.— Livre à la mém. P. Fal-lot, t. 2. Paris, 1960—1963.
- Brinkmann R. Geologic relations between Black Sea and Anatolia. The Black Sea Geology, Chemistry and Biology Oklahoma, 1974.
- Brunn J., Dumont J., Graciansky P., Gutnic M., Suteau Th., Lefèvre R., Marcoux S., Poisson A. Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales.— Bull. géol. Soc. France, 1970, sér. 7, t. XII, No. 3.
- Caputo M., Panza G. F. and Postpischl. Deep structure of the Mediterranean basin.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 26.
- Dewey I. F., Pitman W. C., Ryan W., Bonin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.— Geol. Soc. America Bull., 1973, v. 84, No. 10.
- Gass J. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? — Nature, 1968, v. 220, No. 5162.

- Graciansky P. Ch., de.* Existence d'une nappe ophiolitique a l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne: relations avec les autres charriées et avec les terrains autochtones (province de Mugla, Turquie).—C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 1967, t. 264, No. 25.
- Henson F. R. S., Browne R. V., McGinty J.* A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, v. 105, p. 1, No. 417.
- Ilhan E.* Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, No. 5.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- McKenzie D. P.* Plate tectonics of the Mediterranean region.—Nature, 1970, v. 226, No. 5242.
- Nowroosi A. A.* Seismo-tectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-kush Regions.—Bull. Seismol. Soc. America, 1971, v. 61, No. 2.
- Pamir H. N., Baykal F.* Contribution a l'étude géologique de la région de Bingöl.—Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, 1943, VIII/4.
- Rigo de Righi M., Cortesini A.* Gravity tectonics in foothills structure belt of South-East Turkey.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964, No. 12.
- Schroeder J. W.* Essai sur la structure de l'Iran.—Eclogae Geol. Helvetiae, 1944, v. 37, No. 1.
- Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic.—Geol. Soc. America Bull., 1971, v. 82, No. 3.

Геологический институт
АН ГрузССР

Статья поступила
4 февраля 1976 г.

УДК 551.242.51(470.22)

А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ

**ОНЕЖСКО-КАНДАЛАКШСКИЙ РИФЕЙСКИЙ ГРАБЕН
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Данные бурения и геофизики позволили рассмотреть структуру крупного грабена, погребенного под вендскими и палеозойскими отложениями северо-западного крыла Московской синеклизы. Грабен имеет среднерифейский возраст и принадлежит к той же категории структур, что и другие погребенные рифейские грабены (авлакогены) Русской плиты. Такие характерные особенности, как приуроченность к сводовому поднятию кристаллического эпикарельского фундамента, утонение земной коры, крупные (в первые десятки километров) поперечные сдвиги, позволяют считать Онежско-Кандалакшский грабен древним аналогом современных рифтов. Предполагается, что приуроченные к грабену каледонские ультраосновные и щелочные интрузивы и трубки взрыва щелочных базальтоидов связаны с заключительным этапом его формирования.

Крупные грабены, или авлакогены,— характерные структурные элементы древних платформ, продолжают привлекать внимание геологов. В последнее время интерес к ним возрос в связи с тем, что некоторые исследователи стали рассматривать их в качестве древних аналогов современных рифтов (Грачев, Федоровский, 1970; Ушаков и др., 1972; Анцупов и др., 1972; Милановский, 1975; Федынский и др., 1975).

Наибольшее число таких грабенов выявлено в настоящее время на Восточно-Европейской платформе, где они имеют в основном рифейский возраст, перекрыты вендским и палеозойским чехлом и отражают продолжительную эпоху дробления этой платформы, с которой связана значительная часть проявлений магматизма.

Одной из типичных структур такого рода является крупный Онежско-Кандалакшский грабен, расположенный на севере Русской плиты, где он совместно с другими сходными структурами образует, по данным В. Н. Зандера (1972), систему впадин и разделяющих их горстов северо-западного простирания, скрытую под мощным чехлом вендских и палеозойских отложений северного крыла Московской синеклизы (рис. 1).

Сведения о строении этого грабена получены с помощью различных геофизических методов и отчасти бурения. Они изложены в публикациях Л. Я. Харитонова (1955), Р. А. Гафарова (1963), В. Н. Зандера (1972) и других исследователей. В последние годы эти сведения значительно пополнены в результате аэромагнитных и гравиметрических съемок, проведенных Западным геофизическим трестом на Онежском полуострове и смежной с юго-востока территории. Интерпретация этих данных с учетом новых материалов бурения, выполненного Архангельским геологическим управлением, позволили представить более подробную информацию о структуре грабена и выяснить некоторые его характерные особенности.

Онежско-Кандалакшский грабен протягивается от низовьев р. Емцы, где находится его торцовое окончание, на северо-запад вдоль Онежского полуострова и Кандалакшского залива Белого моря до г. Кандалакша на расстояние 600 км и здесь выклинивается. Как показано на рис. 1, он состоит из трех впадин, смещенных одна относительно другой и раз-

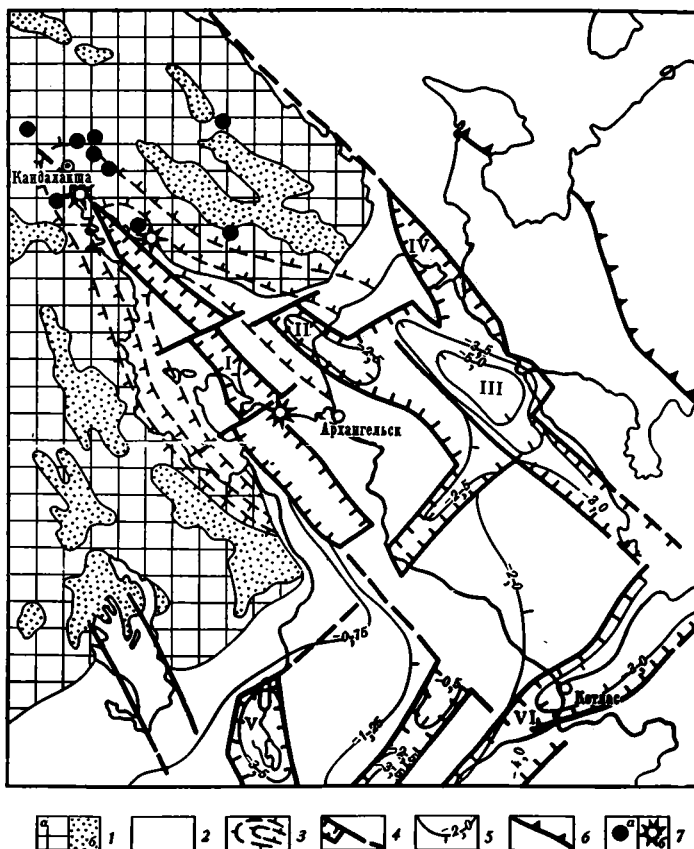


Рис. 1. Тектоническая схема северной части Восточно-Европейской платформы. Составлена по данным Л. Я. Харитонов (1955) и В. Н. Зандера (1972) с изменениями
 1 — Балтийский щит: а — беломориды, б — карелиды; 2 — Русская плита; 3 — предположаемое древнее сводовое поднятие фундамента; 4 — погребенные рифейские грабены: I — Онежско-Кандалакшский, II — Керецкий, III — Лешуконский, IV — Нижне-Мезенский, V — Воже-Лачский, VI — Средне-Русский и связанные с ними расколы фундамента; 5 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 6 — краевой шов Восточно-Европейской платформы; 7 — магматические образования: а — ультраосновные и щелочные интрузивы с карбонатами, б — трубки взрыва и жильные эксплозивные брекции

деленных поперечными поднятиями. С юго-запада грабен по крупному сбросу граничит с неглубоко погруженным восточным склоном Балтийского щита, оконтуренным изогипсой — 200 м, с северо-востока отделен ступенчатым сбросом от поднятой северной части щита (Кольского полуострова) и погребенного Архангельского горста или мегавала, оконтуренного изогипсой — 500 м.

Все эти поднятия на прилегающих к грабену площадях сложены гранитами и гранитизированными метаморфическими породами беломорской серии архея. По геофизическим данным, они же в основном слагают и кристаллическое основание грабена. Общая ширина поля пород беломорской серии достигает 300 км, а протяженность в юго-восточном направлении с учетом геофизических данных превышает 700 км. К юго-западу от него, в Карелии, и к северо-востоку, в центральной части Кольского полуострова, поле распространения пород беломорской серии окаймляется широкими полосами развития раннепротерозойских терригенно-вулканогенных и интрузивных пород. Вероятно, возникновение такого поля обусловлено формированием здесь древнего свода (рис. 1), в пределах которого развиты здесь прежде нижнепротерозойские толщи

были смыты. Корневые части уцелевших при денудационном срезе структур, сложенных этими породами, установлены по геофизическим данным в центральной части свода. В кристаллическом основании Онежско-Кандалакшского грабена, заложившегося вдоль оси свода, они представлены тремя узкими (первые километры) протяженными зонами северо-западного простираения, сложенными аномально магнитными породами, которые по характеру физических полей имеют предположительно основной и ультраосновной состав и, вероятно, идентичны нижнепротерозойским вулканитам и интрузивам ближайшего синклиналия Ветреного пояса Северной Карелии.

Грабен, как отмечалось, состоит из трех крупных впадин: Юго-Восточной (Онежской), Центральной и Северо-Западной (Кандалакшской). Наиболее обширной и глубокой является Юго-Восточная впадина. По данным Ю. И. Томашуна и В. К. Шлитенберга, ее глубина достигает 2500 м, а по данным В. Н. Зандера (1972) — 3000 м. Ширина впадины до 65 км, длина 180 км. Центральная и Северо-Западная впадины имеют меньшие размеры и, вероятно, менее глубокие.

Вся описываемая структура в целом представляет собой сложный ступенчатый грабен (рис. 2). Наиболее погруженные участки дна расположены вдоль его осевой части и представляют собой относительно узкие (15—20 км), но протяженные впадины, ограниченные крутыми уступами. Их ориентировка местами не совпадает с простираением самого Онежско-Кандалакшского грабена и ограничивающие его сбросы под острым углом срезают крылья этих впадин. Впадины, следовательно, являются наиболее древними компонентами структуры рассматриваемого грабена и, как показано ниже, вероятно, имеют раннерифейский возраст. Их существование, по-видимому, указывает на постепенное расширение всей грабеновой структуры за счет откалывания и опускания блоков смежных поднятий. Такие блоки, будучи включенными в структуру грабена, образовали различной ширины плоские и наклонные ступени, погруженные на различную глубину (от 900 до 1500 м) вдоль его бортов. Ширина некоторых из таких ступеней достигает 15 км. Эти погребенные ступени отделены одна от другой различной крутизны склонами и резкими уступами.

Разломы северо-западного простираения, ограничивающие грабен, по своей морфологии (падение сместителей в сторону грабена) являются нормальными сбросами. Их амплитуда достигает 1200—1500 м. В отличие от них два крупных разлома северо-восточного простираения, пересекающие грабен поперек, несомненно являются сдвигами. Это хорошо видно на примере южного из них, разделяющего Онежскую и Центральную впадины (рис. 2). Эти впадины смещены вдоль указанного нарушения одна относительно другой на большое расстояние, хотя прежде явно составляли единое целое, о чем свидетельствует их одинаковое, вплоть до отдельных деталей, строение. Максимальная горизонтальная амплитуда сдвига, судя по смещению осевой части грабена, составляет 35—40 км. Минимальная, связанная с повторными сдвиговыми смещениями, — около 15 км. О ней можно судить по величине коленообразного в плане изгиба сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский грабен с юго-запада. Смещенная по описываемому сдвигу широкая структурная ступень юго-западного борта грабена образовала асимметричное поперечное поднятие, разделившее Центральную и Онежскую впадины.

Судя по взаиморасположению Центральной и Кандалакшской впадин, установленному по аэромагнитным данным (Зандер, 1972), их также разделяет поперечный правый сдвиг с горизонтальной амплитудой не менее 25 км (рис. 1). Кроме этих двух основных поперечных правых сдвигов наблюдается система кососекущих субширотных левых сдвигов меньшей амплитуды (рис. 2, см. вклейку к стр. 29).

Из заполняющих грабён мощных (до 2500—3000 м) отложений известна только верхняя часть их разреза, вскрытая скважинами в Онежской и Центральной впадинах и на разделяющем их поперечном поднятии. Отложения залегают практически горизонтально (рис. 3). Наиболее глубокая (Солозерская) скважина в центральной части Юго-Восточной впадины на глубине около 620 м вскрыла неизвестную ранее толщу вул-

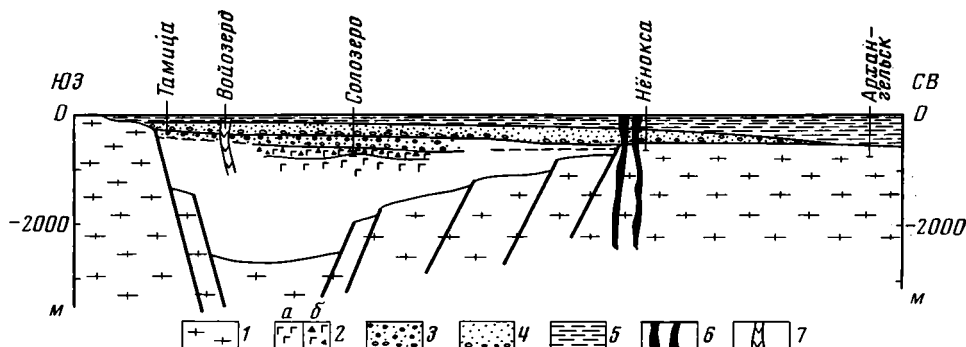


Рис. 3. Схематический геологический разрез Юго-Восточной (Онежской) впадины Онежско-Кандалакшского грабена. Составлен по материалам Западного геофизического треста и Архангельского геологического управления

1 — эпикарельский кристаллический фундамент, 2 — нижняя подсвита солозерской свиты: а — существенно вулканогенные породы и прорывающие их силлы и дайки среднерифейских долеритов и диабазов, б — существенно вулканомиктовые породы, реже прорывы базальтов; 3 — верхняя подсвита солозерской свиты (песчаники, базальные конгломераты), 4 — нёнокская свита (песчаники, базальные конгломераты), 5 — валдайская серия венда (аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники), 6 — раннепалеозойские трубки взрыва щелочных базальтоидов, 7 — дайки долеритов раннего венда

каногенно-обломочных пород, вмещающую силлы и дайки диабазов и долеритов. Она описана А. Ф. Станковским (Станковский и др., 1972) в качестве нижней подсвиты впервые выделенной им солозерской свиты. Толща сложена чередующимися покровами базальтов, туфов основного состава и пластами плохо отсортированных вулканомиктовых песчаников и гравелитов общей видимой мощностью 116,7 м (скважина пробурена до глубины 736 м).

Выше с размывом залегает толща (около 100 м) светло-серых, реже красноцветных песчаников кварцевого и кварцево-полевошпатового состава, плохо отсортированных, с косой слоистостью потокового типа и резко подчиненных им алевролитов и аргиллитов с трещинами усыхания на плоскостях напластования. А. Ф. Станковский выделяет ее в качестве верхней подсвиты солозерской свиты. По данным бурения, эта толща заполняет грабен на всю ширину, но не выходит за его пределы. На бортах она трансгрессивно переходит на кристаллический фундамент (Пурсозерская скважина).

Вверх по разрезу солозерскую свиту сменяет нёнокская, сложенная красноцветными часто косослоистыми песчаниками с подчиненными им конгломератами в нижней части и аргиллитами в верхней. В настоящее время она вскрыта скважинами не только в Юго-Восточной, но и в Центральной впадине. Нёнокская свита трансгрессивно, с конгломератами в основании, перекрывает солозерскую и распространяется за пределы грабена на склоны смежных поднятий кристаллического фундамента (скважины в дер. Нёнокса и др.). Ее мощность достигает 333,5 м (Геология СССР, 1963). По сравнению с подстилающими песчаники нёнокской свиты более отсортированы, а на северо-восточном борту грабена отличаются почти чисто кварцевым составом и примесью каолинистового и гидрослюдисто-каолинистового глинистого материала, что указывает на размыв древней коры выветривания.

Терригенные отложения обеих свит образовались за счет размыва окружающих поднятий архейского фундамента. На это указывает присутствие в них обломков и галек различных гнейсов и амфиболитов, примесь полевых шпатов и господство среди тяжелых минералов граната-альмандина. Общая видимая мощность солозерской и нёнокской свит не менее 550 м. Нижележащая часть разреза заполняющих грабен отложений мощностью 1700—1800 м остается неизвестной.

На северо-восточном борту Кандалакшской впадины верхней подсвиты солозерской свиты и, может быть, нёнокской свите соответствуют песчаники и конгломераты терской свиты, обнажающиеся на Турьем полуострове (Булах, 1962; Геология СССР, 1963).

Вулканогенно-обломочные породы нижней подсвиты солозерской свиты относятся к нижней части среднего рифея, на что указывает К—Аг-датировка (одно определение) базальтов, равная 1300 млн. лет. Это согласуется с данными по другим грабенам (авлакогенам) Русской плиты и Балтийского щита, в которых древние проявления траппового магматизма также датируются средним рифеем (Семихатов, 1974).

Возраст перекрывающих вулканогенно-обломочную толщу существенно песчаных отложений верхней подсвиты солозерской и нёнокской свит до настоящего времени точно не установлен. С некоторой условностью последнюю параллелизуют с каверинской свитой Пачелмского грабенообразного прогиба и на этом основании относят к низам сердобской серии верхнего рифея (Геология СССР, 1963).

Представляется, однако, что описываемые отложения вместе с подстилающей вулканогенно-обломочной толщей правильнее сопоставлять с развитыми территориально ближе отложениями иотния Балтийского щита и на этом основании считать их среднерифейскими. С описанным комплексом пород Онежско-Кандалакшского грабена отложения иотния чрезвычайно сходны. Так, в наиболее изученном разрезе центральной Швеции они представлены красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами в средней части с покровами основных вулканитов. Их общая мощность превышает 800 м (Гейер, 1967). Возраст вулканитов и терригенных пород иотния Швеции и Финляндии, определенный К—Аг- и Rb—Sr-методами, колеблется от 965 до 1310 млн. лет, а прорывающих их долеритов — от 1098 до 1350 млн. лет (Герлинг и др., 1966). В Прионежье иотний представлен красноцветными песчаниками и основными эффузивами салминской свиты (Шуркин, 1968). Обобщивший все эти данные М. А. Семихатов (1974) считает, что возраст иотния Скандинавии близок к 1200—1300 млн. лет, и он может быть отнесен к нижней части среднего рифея.

Из изложенного следует, что Онежско-Кандалакшский грабен, как и другие впадины Балтийского щита, является скорее всего среднерифейской структурой. Не исключено, однако, что его заложение произошло еще в раннем рифее. На это косвенно указывают большие мощности и, вероятно, возрастной диапазон отложений нижней части разреза грабена, пока не вскрытых бурением. Такой возраст Онежско-Кандалакшского грабена позволяет связать его образование с эпохой резкой активизации блоковых тектонических движений — дроблением фундамента платформы, имевшей место в конце раннего — начале среднего рифея (Семихатов, 1974). Несмотря на то что описываемый грабен является наложенной структурой, непосредственно не связанной с заключительными этапами формирования фундамента платформы, намечается все же некоторая его унаследованность от раннепротерозойского структурного плана. Как было показано выше, грабен приурочен к линейным зонам карелид северо-западного простирания.

Онежско-Кандалакшский грабен несомненно имеет глубинное заложение. На это указывают установленное под ним по данным гравиразведки и ГСЗ валообразное поднятие нижних горизонтов земной коры

и поверхности Мохоровичича (Беляевский, 1974; Григорьева, Колесник, 1975), а также проявления рифейского траппового магматизма. Сохранение древнего поднятия поверхности Мохоровичича до настоящего времени является замечательным свойством данного участка коры. С этим, вероятно, связаны и проявления палеозойского ультраосновного щелочного магматизма, пространственно приуроченные к древней структуре Онежско-Кандалакшского грабена.

Рассматриваемый рифейский грабен по своей морфологии, проявлениям траппового магматизма¹, возрасту и характеру заполняющих его отложений молассового типа очень похож на другие погребенные рифейские грабены (авлакогены) Русской плиты и особенно на Средне-Русский. Последний, по данным В. В. Федынского и его соавторов (1973, 1975), представляет собой длинную (около 1000 км) местами ветвящуюся цепь глубоких впадин, ступенчатых грабенов и разделяющих их горстов, вытянутую в северо-восточном направлении и рассеченную поперечными сдвигами. Обе структуры сближает, кроме того, утонение под ними земной коры (под Средне-Русским авлакогеном на 30%). Такое сходство позволяет считать Онежско-Кандалакшский грабен типичным среди других погребенных рифейских грабенов (авлакогенов) Русской плиты.

Вместе с тем указанные черты строения, такие, как линейность формы в целом, ее ступенчатая структура, тип ограничивающих ее разрывных нарушений (нормальные сбросы), свидетельствующий об условиях растяжения, и особенно пониженная мощность земной коры и наличие крупных поперечных сдвигов свидетельствуют о большом сходстве Онежско-Кандалакшского грабена с классическими современными рифтами Восточной Африки и Аравии. Это позволяет считать описанную структуру и, вслед за В. В. Федынским и соавторами (1973, 1975), другие рифейские грабены Восточно-Европейской платформы вероятными аналогами современных рифтов. Важно отметить еще одну особенность рассматриваемого грабена, свойственную рифтовым структурам. Как и последнее, он заложен на сводовом поднятии кристаллического фундамента, о существовании которого упоминалось выше.

Принадлежность рифейских вулканитов, силлов и даек Онежско-Кандалакшского грабена к трапповой формации отличает его от типичных рифтов, для которых характерны более щелочные породы. Но в этой связи необходимо отметить, что к Северо-Западной (Кандалакшской) впадине описываемого грабена пространственно приурочена большая часть ультраосновных и щелочных интрузивов центрального типа и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (рис. 1), на что уже обращали внимание А. Г. Булах (1962), А. А. Кухаренко и др. (1965). Эти интрузивы принято считать каледонскими. Кроме них на берегах и островах Кандалакшского залива известны жильные эксплозивные брекчии и трубки взрыва мончикитов (Курылева, Носиков, 1959; Булах, 1962), а на Онежском полуострове в зоне сброса, ограничивающего грабен с северо-востока, — поле трубок взрыва щелочных базальтоидов, близких к мончикитам и анкаратритам (Станковский и др., 1973; Каминский и др., 1975). К границам рассматриваемой структуры на Онежском полуострове приурочено несколько шлиховых ореолов пиропса, в том числе и высокохромистого, обнаруженных автором и В. М. Южаковым при совместных работах ЦНИГРИ и Архангельского геологического управления, а также единичные находки других характерных минералов кимберлитов, что позволяет предположить присутствие последних на указанной территории.

¹ В последнее время в Юго-Восточной впадине бурением вскрыты секущие тела долеритов, более молодых, чем описанные среднерифейские. Они секут отложения нёнокской свиты и самые низы вендского чехла, перекрывающего грабен и смежные поднятия.

Такая ассоциация глубинных пород, приуроченных к рассматриваемой структуре, характерна для областей классических современных рифтов и является дополнительным свидетельством принадлежности Онежско-Кандалакшского грабена к рифтовым структурам.

Следует, однако, отметить, что все эти интрузии и трубки взрыва сильно оторваны по времени внедрения от эпохи формирования грабена. Столь запоздалое проявление глубинного магматизма, вероятно, связано с длительно сохранившимся активным состоянием мантии под Онежско-Кандалакшским грабеном, о чем свидетельствует существование вплоть до настоящего времени валообразного поднятия поверхности Мохововичича, о котором говорилось выше. Вместе с тем раннепалеозойский (каледонский) возраст интрузий обоснован только радиологическими данными. В действительности он может оказаться значительно более древним — среднерифейским. На это косвенно указывает тот факт, что интрузии и эксплозии, исключая трубки в районе дер. Нёноксы, которые прорывают вендский чехол, хотя и связаны структурно с Онежско-Кандалакшским грабеном, обнажаются лишь в открытой части щита, где отсутствуют отложения венда. На островах Кандалакшского залива породы этих интрузий и карбонатиты встречены в составе галек конгломератов, залегающих на кристаллическом фундаменте. Возраст конгломератов неизвестен, но они литологически сходны с развитыми неподалеку отложениями терской свиты, относимой большинством исследователей к иотнии. Выше указывалось на ее сходство с верхней подсвитой солонзерской свиты и с нёнокской свитой Онежского полуострова.

На основании всего изложенного можно предположить, что платформенный магматизм ультраосновного и щелочного состава в значительной мере связан с развитием протяженных структур растяжения — с грабенами глубокого заложения. Как видно на рассмотренном примере, такой магматизм по сравнению с трапповым проявляется с большим опозданием, в конце или после окончания формирования грабенов, что, по-видимому, свидетельствует о большой замедленности процессов, протекавших в мантии под древними платформами.

Литература

- Анциупов П. В., Макаревич В. Н., Конищев В. С. Основные черты геологического строения и развития эпиплатформенных рифтовых зон и авлакогенов.— Геол. нефти и газа, 1972, № 9.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.
- Булах А. Г. Эксплозивные брекчии Турьего полуострова и возраст терской свиты песчанников (Кольский полуостров).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 3.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гейер П. Докембрий Швеции.— В кн.: Докембрий Скандинавии, М., «Мир», 1967.
- Геология СССР, т. II, ч. I, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по абсолютному возрасту иотния Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Гризёрцева Л. В., Колесник Н. Н. Блоковая структура юго-восточной части Балтийского щита.— Сов. геология, 1975, № 12.
- Зандер В. Н. Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л., «Недра», 1972.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967.
- Каминский Ф. В., Клюев Ю. А., Константиновский А. А. и др. Признаки алмазоносности щелочных базальтоидов севера Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4.
- Курылева Н. А., Носиков В. В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове.— Разведка и охрана недр, 1959, № 3.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.

- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Ст. вторая.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 5.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Станковский А. Ф., Данилов М. А., Гриб В. П., Сеницын А. В. Трубки взрыва Онежского полуострова.— Сов. геология, 1973, № 8.
- Станковский А. Ф., Сеницын А. В., Шинкарев Н. Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1972, № 18.
- Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин И. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон.— Вестн. МГУ. Сер. геология, 1972, № 3.
- Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Соколов Б. А. и др. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика древних и современных рифтовых зон.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1973.
- Федынский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт В. Г. Средне-Русский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований.— Сов. геология, 1975, № 1.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита.— Тр. 3 сесс. комис. по опред. абс. возр. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.

ЦНИГРИ
Москва

Статья поступила
9 марта 1976 г.

УДК 551.242.51 (574.1)

Г. И. СЛЕПАКОВА

О ПРОДОЛЖЕНИИ ПАЧЕЛМСКОГО АВЛАКОГЕНА В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Дано сравнение аномальных геофизических полей в пределах Прикаспийской впадины и на соседних приподнятых частях Русской плиты. Обоснован вывод о единстве их развития, начиная с самых ранних геологических этапов. Показано продолжение Пачелмского прогиба в пределы Прикаспийской впадины в виде обширной нарушенной зоны — Новоузенского грабена.

Прикаспийская впадина — одна из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы — обладает большими потенциальными ресурсами нефти и газа. Для их обнаружения большое значение имеет правильный выбор первоочередных объектов исследования.

Известно, что в пределах Восточно-Европейской платформы широко развиты крупные вытянутые и ограниченные разломами впадины-авлакогены, наложившие отпечаток на всю последующую историю развития платформы и контролирующие локальные поднятия и связанные с ними залежи нефти и газа. Как указывает Я. Н. Валеев (1971; Валеев и др., 1969), строение и история формирования различных авлакогенов, несмотря на некоторые сходные черты, очень разнообразны. Заложение авлакогенов началось в рифее, и многие из них (Камско-Бельский, Сергиевский, Солигаличский) завершили свое развитие к началу венда, хотя некоторые (Казанско-Кировский, Доно-Медведицкий) продолжали развиваться в девоне, а Большой Донбасс даже в карбоне. Учитывая, что Прикаспийская впадина является частью Восточно-Европейской платформы, можно ожидать в ее пределах развития структур типа авлакогенов.

Как известно (Журавлев, 1972; Калинин, 1963; Соколов и др., 1965; Слепакова, 1968, 1975), в Прикаспийской впадине по отложениям палеозоя и в фундаменте отмечается большое число разрывных нарушений и флексур, многие из которых отчетливо выражены магнитными и гравитационными аномалиями, а также выделяются при сейсмических исследованиях КМПВ и МОВ. Обращает внимание тот факт, что разрывные нарушения часто образуют системы определенного простирания. С подобными системами в пределах Восточно-Европейской платформы связаны авлакогены или структуры, подобные им. В частности, наиболее отчетливо такая система нарушений наблюдается в западной части впадины и протягивается вдоль рек Большой и Малый Узень. Положение этой полосы разломов показано на структурных картах Н. А. Калинина (1963), В. С. Журавлева (1972), В. Л. Соколова (Соколов и др., 1965), автора (Слепакова, 1968, 1975) и других исследователей. Система разломов имеет то же простирание, что и разломы Пачелмского авлакогена и простирается вплоть до разрывных нарушений, оконтуривающих впадину с севера.

На связь Пачелмского авлакогена со структурами Прикаспийской впадины указывалось неоднократно (Валеев, 1971; Журавлев, 1972). Предполагалось, что восточная часть авлакогена погребена под наложенной Прикаспийской впадиной и прослеживается далеко на восток

в виде протяженной системы нарушений, отражающейся в магнитном и гравитационном полях. Однако существует мнение, что Пачелмский авлакоген затухает где-то в районе Аткарска. Автор на основе структурного анализа попытался решить вопрос о возможном продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийскую впадину.

На карте магнитного поля Пачелмскому авлакогену соответствует отрицательное линейно-вытянутое поле, интенсивность которого уменьшается с северо-запада на юго-восток и которое по простиранию ограничено значительными градиентами магнитного поля. Отрицательные линейные аномалии кулисообразно подставляют одна другую. В районе, расположенном несколько севернее Саратова, отрицательное магнитное поле сменяется положительным, аномалии которого имеют изометричные формы. Сравнение магнитного поля со структурной картой, построенной по поверхности фундамента, на основании данных КМПВ, позволяет говорить о том, что полосе линейно-вытянутого минимума магнитного поля соответствует глубокий грабен, ограниченный разломами. Положение разломов совпадает с зонами больших градиентов магнитного поля. Кулисообразное сочленение отрицательных аномалий связано с поперечными разломами, вдоль которых, по-видимому, происходило сдвигание отдельных блоков фундамента. Гравитационное поле, отражая структуру осадочного чехла, также линейно вытянуто в юго-восточном направлении и с приближением к Саратову затухает.

Магнитное поле района, соответствующего продолжению Пачелмского прогиба в Прикаспийскую впадину, на первый взгляд несколько иное. Оно не имеет таких четко выраженных линейных простираний, хотя при внимательном его изучении видно, что направление с северо-запада на юго-восток трассируется изгибом изолиний магнитного поля и прослеживается в сторону моря. Возможно, что несколько расплывчатые формы аномалий связаны здесь со значительными глубинами до поверхности фундамента и неоднократными подвижками его блоков.

На схеме строения поверхности фундамента, построенной по данным сейсморазведки, электроразведки и гравиразведки (рисунок), выражена зона нарушений северо-западного простирания. В приподнятой части борта впадины нарушения отмечаются в конфигурации изолиний поверхности фундамента и соединяются с разрывными нарушениями Пачелмского авлакогена. Сравнение магнитного поля со структурной картой, построенной по поверхности фундамента на основании данных сейсморазведки и электроразведки, позволяет говорить о том, что полосе несколько расплывчатого, но вытянутого на юго-восток отрицательного магнитного поля соответствует, как и для Пачелмского района, глубокий грабен, ограниченный разломами. Глубины в нем последовательно нарастают от 7—8 км у борта впадины до 15 км и более в ее центральной части. Положение разломов совпадает с простиранием изолиний магнитного поля. Некоторые из поперечных разломов также контролируются простираниями изолиний магнитного поля. Поперечные разломы обусловили блоковое строение грабена. Совпадение положения и направлений простирания разломов с простиранием рек Большой и Малый Узень свидетельствует о неоднократных подвижках вдоль разломов и их длительном существовании. По амплитуде и протяженности наибольшее значение имеют разломы, проходящие вдоль бортов грабена. В пределах отдельных блоков внутри грабена выделяются выступы фундамента, имеющие также общее северо-западное простирание. С обеих сторон грабен окружен сравнительно приподнятыми зонами залегания поверхности фундамента.

Зоне грабена по поверхности Мохоровичича соответствует вытянутая в северо-западном направлении область сравнительно неглубокого (до 30 км) залегания этой поверхности, которая располагается в междуречье Узень и протягивается на юго-восток, значительно расширяясь

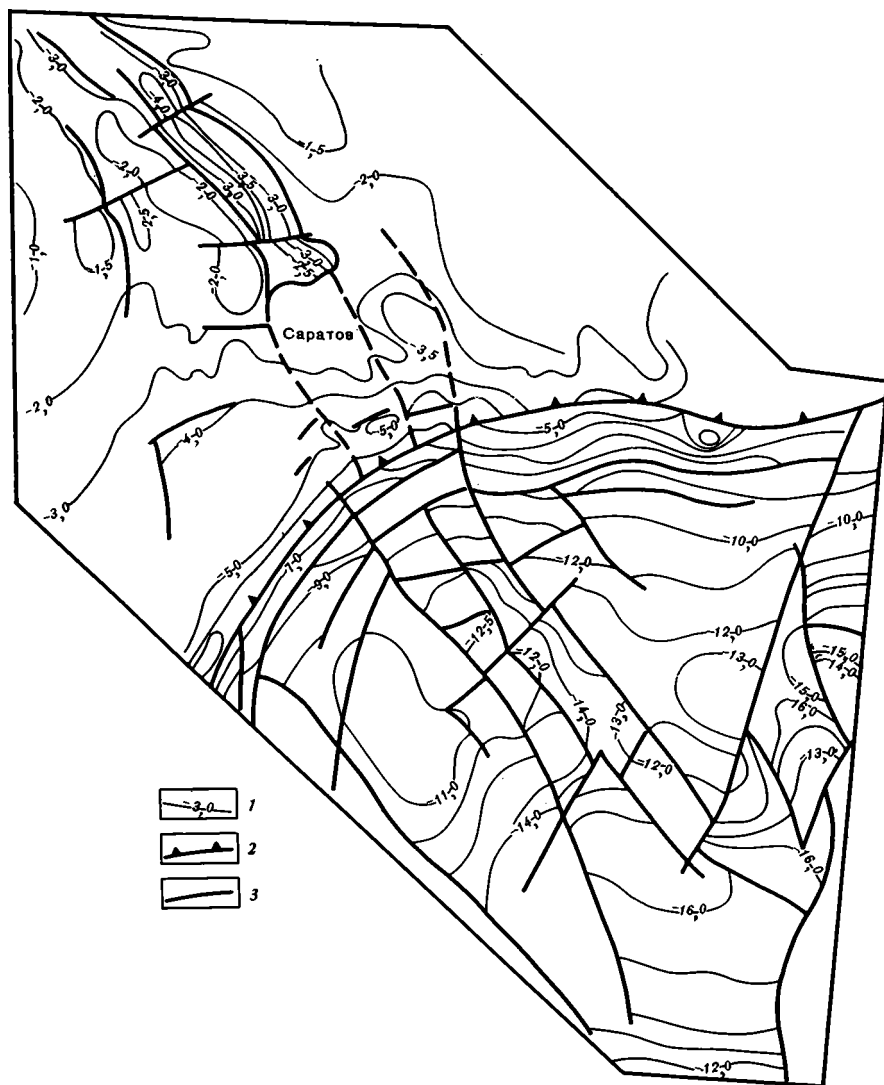


Схема строения поверхности фундамента части Прикаспийской впадины. Составлена по данным Нижневолжского геофизического треста, «Спецгеофизики» и Управления «Казнефтегазразведка»

1 — изолинии поверхности фундамента, км, 2 — бортовой уступ Прикаспийской впадины, 3 — разрывные нарушения

в сторону моря. Положение глубинных разломов, оконтуривающих эту область, четко намечается изгибом изогипс поверхности Мохоровичича, а положение поперечных разломов — их изрезанностью. В стороны от этой области поверхность Мохоровичича погружается до 35 км в районе Аралсорской глыбы и до 32—35 км и более в пределах северо-западной моноклинали Прикаспийской впадины. Таким образом, в пределах грабена наблюдается обращенное положение поверхности Мохоровичича и поверхности фундамента, что характерно и для других авлакогенов Восточно-Европейской платформы. Так, в Днепровско-Донецком авлакогене поднятие поверхности Мохоровичича под авлакогеном вызывает утонение базальтового слоя. Здесь же наблюдается утонение и гранитоидного слоя. Следовательно, Новоузенский грабен обязан своим происхождением растяжению земной коры, что является характерным признаком авлакогенов. По поверхности фундамента вы-

деляется единая вытянутая зона резкого погружения фундамента, проходящая от Рязани до Камыш-Самарских озер, а, возможно, и южнее, к побережью Каспийского моря, ограниченная разломами и разбитая поперечными нарушениями на ряд грабенных того же простираения. Эта зона с бортов контролируется протяженной системой глубинных разломов, отделяющих в приподнятой части платформы зону опускания от прилегающих Воронежского и Токмовского сводов, а в пределах Прикаспийской впадины — от Аралсорского свода и центральной моноклиналильной зоны. При этом, если общая амплитуда грабенов в приподнятой части платформы составляет по отношению к прилегающим Токмовскому своду и Воронежскому массиву соответственно 3000—3500 и 3500—4000 м, то в Прикаспийской впадине эти амплитуды по отношению к Аралсорскому своду и центральной моноклиналильной зоне увеличиваются до 5000 м.

Единый Пачелмско-Новоузенский авлакоген в своей центральной части осложняется зоной поднятий, расположенной в районе Саратова, которая несколько южнее переходит в моноклиналильное погружение в сторону впадины. Это явление иногда истолковывают как факт, позволяющий говорить о затухании Пачелмского авлакогена в юго-восточном направлении. Едва ли это верно. Так, Р. Н. Валеев и соавторы (1969) отмечают, что для авлакогенов вообще характерно дискретное строение — их центральные зоны осложнены крупными срединными выступами фундамента и расчленены узкими рвами оседания. В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена выделяется, например, Черниговский выступ, Доно-Медведицкого — Аткарский. Подобными выступами в пределах Пачелмско-Новоузенского авлакогена являются Саратовский на внешнем борту впадины и Амангельдинский, расположенный на побережье Каспийского моря.

По отложениям подсолевого палеозоя в пределах авлакогена также выделяется значительно раздробленная зона с гипсометрически пониженным залеганием слоев. Обращает внимание тот факт, что мощности отложений палеозоя от подошвы кунгура до поверхности фундамента значительно возрастают в пределах Новоузенского грабена (от 3 км в его северной части до 7—8 км на юге), в то время как в пределах находящихся западнее и восточнее Аралсорского и Центрального блоков эти мощности составляют 3—4 км. Анализ сейсмического материала и данные параметрического бурения позволяют предположить, что подобное увеличение мощности осадочных толщ в пределах авлакогена, возможно, связано с развитием в нем отложений рифея.

Как указывал Н. С. Шатский (1964), Пачелмский прогиб, возникший и развивавшийся в рифейское время, испытывал наибольшие прогибания в своей юго-восточной части, где мощность рифейских отложений достигает 1800 м. Учитывая интенсивные прогибания в области всей Прикаспийской впадины, можно, очевидно, предполагать, что в пределах Новоузенского грабена прогибания в рифее могли быть еще более интенсивными, а мощности рифейских отложений могли достигать 2—3 км и более.

В пределах Пачелмского прогиба на верхнерифейские слои с большим перерывом (кембрий, поздний и средний силур, средний девон) ложатся верхнеживетские отложения среднего девона. Следовательно, образование прогиба как крупной отрицательной формы протекало в поздне-рифейское время и закончилось либо в рифее, либо в начале кембрия. Деформации унаследованного типа проявлялись достаточно интенсивно в палеозое, мезозое и кайнозое. Прогиб развивался (со смещением оси) в живетское, ранне- и позднефранское время. В последующем рифейский Пачелмский прогиб не оказывал никакого влияния на изопакхиты и фации осадков фаменского века, карбона, мезозоя и кайнозоя этого района. В структурном отношении Пачелмский район превращается в совершенно иную, противоположную форму — крупную антеклизу се-

ро-западного простираия, являющуюся как бы периклинальным погружением Воронежского свода (Валеев, 1971; Валеев и др., 1969).

По поверхности фундамента и по отложениям палеозоя Новоузенский авлакоген распадается по существу на серию узких грабен, погружающихся в юго-восточном направлении. Простираия, свойственные Пачелмскому прогибу, сохраняются в течение всего палеозоя. Это отчетливо видно как на схематических структурных картах по поверхности сейсмических горизонтов P_1 и P_2 , относимых соответственно к подошве соли и к кровле карбонатных пород карбона, так и на картах мощностей отложений, заключенных между поверхностью фундамента и горизонтами P_1 и P_2 .

По горизонту P_2 в пределах грабена выделяется линейно-вытянутая, расширяющаяся к юго-востоку зона с глубинами 11—13 км. На схеме мощностей осадочной толщи земной коры, заключенной между поверхностью фундамента и горизонтом P_2 , зоне грабена соответствует постепенно расширяющаяся с северо-востока на юго-запад зона, в пределах которой мощности нижнепалеозойских (низы карбона, девон) и нижележащих отложений достигают 3,5—4,0 км.

Большие мощности ниже- и верхнепалеозойских отложений, их значительная раздробленность, унаследованность нарушений в палеозое от разломов в фундаменте, четкое разломное ограничение грабена, унаследованность простираия структур северо-западного направления на всех этапах геологического развития грабена — все это дает возможность предполагать, что образование грабена не закончилось в рифее или раннем кембрии (как Пачелмского), а охватило более позднее время, возможно, каменноугольное, подобно тому, как это наблюдается в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Как показывает анализ геолого-геофизических данных, в мезозойское и четвертичное время тектонические движения по древним рифейским и раннедевонским швам и разломам возобновились вновь и привели к тому, что тектонические элементы мезозойского и четвертичного структурных этажей в пределах грабена имеют преимущественно северо-западное простираие.

Таким образом, есть все основания считать, что Новоузенский грабен является частью Пачелмского авлакогена, хотя он и развивался гораздо более длительное время. Так как в пределах Восточно-Европейской платформы большинство месторождений нефти и газа приурочено к линейным дислокациям и тяготеет к шовным зонам и разломам фундамента, зону Новоузенского грабена следует рассматривать как одну из перспективных на выявление здесь локальных нефтегазоносных структур в осадочном комплексе.

Литература

- Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы. — В кн. Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань. Тр. геол. ин-та, 1971, вып. 30.
- Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — Сов. геология, 1969, № 4.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Соколов В. Л., Буш Э. Л. и др. О структуре подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6.
- Слепакова Г. И. Строение надсолевых отложений Прикаспийской впадины по геофизическим данным в связи с их нефтегазоносностью. — Нефтегаз. геология и геофизика, 1968, № 8.
- Слепакова Г. И. Характеристика глубинных разломов Прикаспийской впадины. — Геология и геохимия горючих ископаемых, «Наукова думка», 1975, вып. 43.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Избр. тр., т. 2. М., «Наука», 1964.

УДК 551.242.51 (470.13)

Б. А. СОКОЛОВ

О ТЕКТЕНИКЕ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Исходя из представлений о блоково-разломной природе фундамента Мезенской синеклизы предложена новая интерпретация строения рельефа фундамента, формирование которого обусловлено перемещениями отдельных блоков как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

Большая часть Мезенской синеклизы располагается на древнем до-байкальском фундаменте. Лишь крайний северо-восточный участок, выделяемый в качестве Пёшского прогиба, и узкая полоса, непосредственно примыкающая к Тиману, имеют фундамент байкальской консолидации.

Синеклиза характеризуется трехэтажным строением. Верхний этаж, сложенный отложениями карбона, перми и мезозоя мощностью до 1 км, представляет собой асимметричную впадину с обширным полого погружающимся на восток западным бортом и узким, сравнительно круто поднимающимся вдоль склона Тимана восточным. Эта собственно Мезенская синеклиза открывается в Белое море, где ее наиболее погруженная часть отвечает Мезенской губе. В Пёшском прогибе в строении этажа принимают участие также отложения девона, увеличивая его мощность до 3 км.

Средний этаж образован отложениями нижнего кембрия и венда мощностью от 1 до 2 км. От верхнего его отделяет очень длительный перерыв и резкое несоответствие структурных планов. Для структурного плана среднего этажа характерно наличие крупных пологих валов и прогибов. Первые отражают выступы фундамента, а вторые располагаются над депрессионными участками. На нижнем этаже он залегает неослабно.

Нижний этаж образован толщами рифея мощностью до 2 км, заполняющими грабенообразные впадины фундамента.

Рельеф фундамента отличается сложным строением, связанным с блоковыми движениями его отдельных частей. Обычно принято при интерпретации геолого-геофизических сравнительно ограниченных данных и материалов бурения рельеф фундамента изображать в виде пологих пликативного типа дислокаций. На картах, составленных В. Г. Коцем с соавторами (1972), В. А. Дедеевым (1969), Н. В. Неволным (1973), Ю. Н. Оганесовым (1971) и др., показаны весьма протяженные пологие валы, сопряженные с симметрично прогнутыми впадинами. В их пределах отдельные поднятия и прогибы рисуются концентрическими округлыми стратоизогипсами, как это принято при показе брахиантиклиналей и синклиналей для осадочных слоев в складчатых районах.

Однако, как показали более детальные работы по изучению фундамента древних и молодых платформ (Федынский и др., 1975; Соколов, Мазор, 1975) для него характерна блоково-разломная тектоника. Ее основные черты обусловлены формированием грабеновых протяженных зон, осевые части которых и обрамляющие их участки осложнены горстовыми выступами. Как грабеновые, так и горстовые выступы ограни-

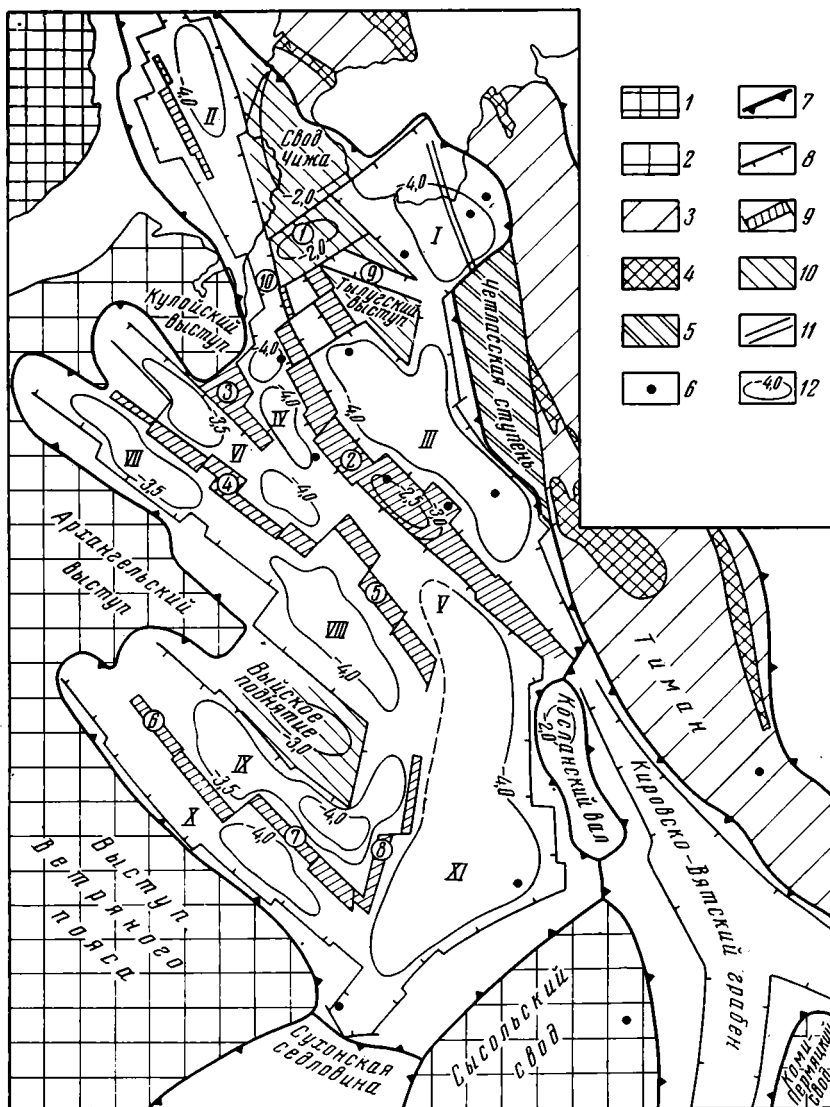


Схема рельефа фундамента Мезенской синеклизы (составил Б. А. Соколов).
 1 — Балтийский щит, 2 — неглубоко погруженные участки фундамента Восточно-Европейской платформы, 3 — Тиманское сооружение, 4 — выступы байкальского фундамента, 5 — участки неглубокого погружения байкальского фундамента, 6 — глубокие скважины, 7 — граница глубоко погруженного фундамента платформы, 8 — границы грабенов, 9 — горсты, 10 — поднятия сводового типа, 11 — разломы, 12 — изогипсы по кровле фундамента, км.

Цифры в кружках: 1 — Несское поднятие; горсты: 2 — Мезенско-Койнаасский, 3 — Немньюгский, 4 — Полтинско-Ежугский, 5 — Вашкинский, 6 — Юрасский, 7 — Уфтыгский, 8 — Вычегодский; грабены: 9 — Вижасский, 10 — Восточно-Мезенский.
 Прогибы: I — Пёшский, II — Мезенской губы, III — Сафоновский, IV — Лешуковский, V — Патраковский, VI — Келинский, VII — Керетский, VIII — Среднепинежский, IX — Верхнепинежский, X — Тоемский, XI — Котлас-Яренский

ченны системами продольно- и поперечно-ориентированных сбросов. Эти разломы в основном затрагивают фундамент, но наиболее активные (длительного развития) проникают и в осадочный чехол, затрагивая нижний и средний его структурные этажи.

Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов позволяет, используя вышеотмеченные особенности строения фундамента платформ, наметить следующую схему строения фундамента Мезенской синеклизы, отличающуюся от ранее проведенных построений (рисунк). Все основные структурные элементы имеют тиманскую (субмеридиональную) ориентировку (вытянуты с юго-востока на северо-запад), на которую накладывается система нарушений, имеющих субширотное простирание с юго-запада на северо-восток, совпадающее с ориентацией Средне-Русского авлакогена (среднерусское направление). Эти два взаимно перпендикулярных направления проявляют себя и в очертаниях береговой линии Белого моря, положением различных орографических элементов и конфигураций речной сети.

Структурные зоны, вытянутые параллельно Тиману, располагаются в пределах всей площади Мезенской синеклизы, за исключением лишь крайнего юго-западного участка. Здесь выделяется крупный и протяженный Котлас-Яренский прогиб, располагающийся непосредственно на продолжении Средне-Русского авлакогена, выделяемого в осевой зоне Московской синеклизы. Этот прогиб имеет глубину свыше 4 км. С юга и востока он ограничен склоном Сысольского свода и Косланским валом. Минимальная глубина залегания фундамента в пределах последних составляет соответственно 1,6 и 2,0 км.

К северо-западу от Котлас-Яренского прогиба ответвляются две крупные депрессии: Северо-Двинская и Мезенская, разделенные Архангельским выступом фундамента и располагающимся на его продолжении Выйским сводом (отм. 3 км).

Северо-Двинская депрессия состоит из двух прогибов: Тоемского и Верхнепинежского глубиной более 3,5—4,0 км, разделенных зоной горстовых поднятий. Эта зона состоит из Юрасского и Уфтыгского горстов, смещенных в плане друг по отношению друга поперечным разломом. Глубина залегания фундамента в горстах 2,5—3 км.

Верхнепинежский прогиб на юге меняет свое простирание с субмеридионального на субширотное. От Котлас-Яренского прогиба его отделяет выделяемый предположительно узкий Вычегодский горст с глубиной погружения кровли фундамента около 3 км. Этот горст на западе сочленяется под острым углом с Уфтыгским горстом.

Восточнее Архангельск-Выйской приподнятой зоны фундамента располагается собственно Мезенская впадина, состоящая на юге из 2 прогибов: Среднепинежского и Патраковского, разделенных Вашкинской горстовой зоной. В прогибах кровля фундамента опущена глубже чем на 4 км, а в пределах горста ее глубина составляет 3—3,5 км.

На северо-востоке в Мезенской впадине выделяется три прогиба: Керецкий, Кепинский и Лешуконский. В первом глубина кровли фундамента не менее 3,5 км, а в двух других превышает 4 км. Керецкий прогиб является северо-западным продолжением Среднепинежского. От Кепинского прогиба его отделяет Полтинско-Ежугская горстовая зона (глубиной погружения менее 2,5 км), сочленяющаяся посредством поперечного нарушения с Вашкинским горстом.

Лешуконский прогиб образован системой смещенных поперечными разломами друг относительно друга грабенных с глубиной до фундамента более 4 км. На юго-востоке этот прогиб сочленяется с Патраковским, а от Кепинского отделен Кулойским выступом фундамента и располагающимся на его продолжении Немнугским горстом с глубиной до фундамента порядка 3,5 км.

Лешуконский прогиб через сравнительно мелкий (3—3,5 км) Восточно-Мезенский грабен соединяется с обширным и глубоким (более 4 км) прогибом Мезенской губы, целиком располагающимся под водами Белого моря. Западный борт прогиба, ограниченный выступом Кольского полуострова, осложнен, как можно предполагать, горстовой зоной

о. Моржовец. С востока прогиб Мезенской губы сопряжен со сводовым поднятием Чижа, располагающимся в основании п-ова Канин. В пределах свода глубина до кровли фундамента менее 2 км.

К югу от свода Чижа располагается система разноориентированных приподнятых блоков фундамента: широкое Несское поднятие, располагающееся под углом, Тылугский выступ и Омский вал, разделенные Вижаским грабеном. Глубина фундамента в пределах блоков 2—2,5, а в грабене более 2,5 км.

К северу от Тылугского выступа параллельно Тиману располагается крупный Сафоновский прогиб, в старых работах отвечающий Предтиманскому желобу. В отличие от других прогибов Сафоновский по верхним горизонтам представляет, по-видимому, пологую, возвышенность. Глубина прогиба ориентировочно достигает 4,5—5 км. С запада он ограничен очень протяженной Мезенско-Койнасской зоной горстов. Можно наметить до восьми отдельных горстов, разобщенных поперечными разломами. Глубина кровли фундамента в этой зоне колеблется от 2,5 до 3 км.

На северо-востоке Сафоновский прогиб своим ответвлением переходит в Пёшский прогиб, а на юге через Верхнемезенскую седловину соединяется с системой Кировско-Вятских грабенов.

Пёшский прогиб резко отличается от других прогибов Мезенской синеклизы. Он представляет собой опущенный блок байкальского складчатого фундамента Тимана. В его строении принимают участие отложения венда, нижнего и верхнего палеозоя, триаса и юры. Широкое развитие получили вулканогенные образования мощностью более 500 м. Глубина кровли фундамента превышает 4 км. К югу от Пёшского прогиба располагается Чатласская ступень, занимающая промежуточное положение между глубоко погруженными Пёшским блоком фундамента и остальным Тиманом, где фундамент выведен на дневную поверхность.

Таким образом, рельеф фундамента Мезенской синеклизы в плане образует ветвящуюся систему грабенообразных прогибов, осложненных зонами горстов. Эти элементы расчленяют древний фундамент платформы и глубоко вдаются в сторону Балтийского щита. Здесь можно отметить имеющуюся аналогию со строением фундамента Северного моря (Pegrum et al., 1975). Здесь также выделяется ветвящаяся система грабенов, некоторые из них, как, например, грабен Осло, вдаются в тело щита.

Наиболее глубоко погруженные участки фундамента Мезенской синеклизы заполнены образованиями рифея, перекрываемые чехлом венд-нижнепалеозойских отложений. Интересно отметить, что если отложения перми и карбона моноклинально погружаются на восток, то в рельефе фундамента имеет место выдержанное чередование опущенных участков со средней глубиной в 4 км, разделенных приподнятыми элементами с глубиной 2,5—3 км.

Горстовые и грабеновые дислокации фундамента Мезенской синеклизы были заложены во второй половине протерозоя. Сформировавшаяся система прогибов заполнилась отложениями рифея. В венде и начале палеозоя они были перекрыты осадочным чехлом. Последующая активизация тектонических движений привела к расчленению некогда более широких рифтовых впадин на более узкие прогибы зонами горстовых выступов. Все это привело к достаточно сложной картине распределения поднятий и прогибов, которая была замаскирована образованиями среднего и особенно верхнего структурных этажей.

Достаточно широкое расчленение рельефа свидетельствует о значительной роли вертикальных и горизонтальных движений, имевших место в течение длительного времени на протяжении формирования во всяком случае нижнего и среднего структурных этажей.

Литература

- Дедеев В. А. (гл. редактор). Тектоника севера Русской платформы.— Тр. ВНИГРИ, Л., «Недра», 1969.
- Коц В. Г., Камышиников А. В., Чернов В. В. Новые данные о глубинном геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Мезенской синеклизы и западного склона Тиманской гряды.— Геология нефти и газа, 1972, № 7.
- Неволин Н. В. (гл. редактор). Карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы. Министерство геологии СССР, 1973, М-6 1 : 2 500 000.
- Оганесов Ю. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности севера Русской платформы (между Балтийским щитом и Тиманом).— В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-запада и севера РСФСР. Л., «Недра», 1971.
- Соколов Б. А., Мазор Ю. Р. Некоторые результаты геологических маршрутов по Чехословакии.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1975, № 4.
- Федынский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт В. Г. Средне-Русский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований.— Сов. геология, 1975, № 1.
- Pegrum R. M., Rees G., Naybon D. Geology of the North — West European Continental Shelf. v. 2. The North Sea, London, 1975.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
1 июля 1976 г.

УДК 551.242.055+551.21 (574.23)

О. М. РОЗЕН

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Установление в течение последнего десятилетия перехода океанической коры в континентальную при геосинклинальном процессе открывает возможность реконструировать палеотипы земной коры данного региона по характерным признакам. Одним из наиболее перспективных признаков такого рода является вулканизм, на основании исследования которого автор выделяет океанический, островодужный, континентальный и рифтогенный типы вулканических серий, характеризующих определенный тип земной коры. Сопоставление с типичными регионами позволяет представить серию конкретных палеопрофилей земной коры для докембрия региона.

Сложные и гетерогенные докембрийские комплексы среди палеозоид Казахстана отражают ранние этапы развития земной коры этой территории. Одним из наиболее характерных показателей этого развития являются вулканические образования.

Задача данной работы — рассмотрение признаков эволюции земной коры в пределах Кокчетавского массива¹ на протяжении рифея (1,6—0,56 млрд. лет). Такие особенности, как отсутствие фаунистических остатков, необходимых для детальной корреляции, недостаточная вертикальная расчлененность рельефа и не очень хорошая обнаженность, вынуждают при решении этой задачи обратиться к анализу радиологически датированных вулканических пород рифея. Предшествующий, дорифейский этап становления сиалических фрагментов коры не поддается подобному исследованию и здесь не рассматривается. Важно лишь подчеркнуть, что к началу рифея уже существовало древнее ядро массива, сложенное гранитизированными метаморфическими породами, образовавшими гнейсово-купольные структуры (Розен, 1976).

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В настоящее время, по-видимому, для большинства исследователей вполне очевидно, что для создания универсальной систематики вулканитов целесообразно использовать кайнотипную терминологию (Заварицкий, 1956) и основываться на химическом составе, выраженном в весовых процентах окислов (Бородаевская и др., 1975), причем наиболее диагностическими оказываются кремнезем и щелочи (Маракушев, 1973). Подобный подход открывает путь для петрогенетических исследований таких вулканитов, которые подверглись метаморфизму и в силу этого лишены исходных минералогических признаков. Однако для историко-геологических задач более важной представляется не химико-минералогическая, а генетическая классификация вулканитов, которая еще недо-

¹ Возраст отложений, морфология складчатых структур, их соотношение с гранитоидами и основные вопросы тектоники рассмотрены в других работах, сопровождаемых подробной библиографией (Розен, 1971, 1976, и др.), и здесь специально не обсуждаются.

статочно полно разработана и далека от необходимого (в практических целях) единообразия.

Последовательная смена вулканизма в истории складчатой зоны в первом приближении представляется в настоящее время эмпирически достаточно простой: (1) специфические «примитивные» толеитовые базальты, типичные для современного разреза океанической коры; (2) андезит-базальтовые высокоглиноземистые ассоциации, распространенные в пределах островных дуг с развитым в разной мере «гранитным» слоем, а также на окраинах континентов; (3) риолитовые, базальт-андезит-риолитовые, нередко высокоглиноземистые ассоциации, сопровождающие формирование широких ареалов мощного «гранитного» слоя во время процесса орогенеза складчатой области; и, вероятно, особое место занимают (4) базальт-риолитовые ассоциации рифтогенных структур, возникающие при деструкции сформировавшейся сиалической коры. Специфическими оказываются трапповые комплексы на платформах и щелочные серии (идеализированный ряд: щелочной оливиновый базальт-трахибазальт-муджеирит-трахит-фонолит), локально проявляющиеся на океанических островных структурах и более широко распространенные в орогенных вулканических комплексах, на окраинах континентов, а также в молодых рифтовых зонах древних платформ. Отсюда как будто открывается возможность определить состояние земной коры в геологическом прошлом (или ее палеотип) на основании изучения вулканитов. Так, например, по химическим анализам амфиболитов удается предположить существование океанической коры в докембрии Западного Прибайкалья (Матвеева, 1975) и выявить амфиболиты, образованные по толеитовым и щелочным базальтам в основании разреза островных дуг (Розен, Марков, 1973).

Естественной основой генетических сопоставлений вулканитов должны быть основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры, которым сейчас уделяется много внимания (Маракушев, Перчук, 1975), однако ограниченность регионального материала приводит исследователей к стремлению использовать данные только по отдельным характеристическим типам пород. Вполне очевидно, что использование в диагностических целях отдельного типа пород вне петролого-генетической ассоциации требует статистического обобщения как эталонных, так и сопоставляемых данных. Специальное рассмотрение этих вопросов применительно к базальтоидам вскрывает достаточно сложные соотношения генетических групп, вызывающие необходимость использования дискриминантных функций (Chayes, 1965, Кутюлин, 1972), которые, кроме того, требуют еще дополнения специальными коэффициентами для достижения необходимой достоверности (Добрецов, 1975). Тем не менее исходные обобщения, положенные в основу при составлении уравнений дискриминантной функции, остаются почти чисто эмпирическими, поскольку нет однозначного определения модели (или моделей) образования расплавов. С другой стороны, много неясностей вносит система отбора образцов и вычисления средних по разнородным объектам, что в особенности касается петрогенетических построений по результатам драгирования дна океана. Последние, несомненно, позволяют уверенно характеризовать типы горных пород громадных территорий, но обладают слишком низкой разрешающей способностью при сопоставлении, недостаточной для изучения тех геологически локальных вариаций, которые как правило, оказываются объектом наземного (полевого) исследования (свиты, толщи и т. п.). Например, базальтовый поток Мак-Картис в Нью-Мексико, излившийся около 700 г. н. э., на протяжении 4 км от жерла меняется по составу от нормативно-кварцевого толеита с вкрапленниками плагиоклаза ($\text{SiO}_2=52,9\%$, $\text{MgO}=5,76$ вес. %) до нормативно-оливинового базальта с вкрапленниками оливина и содержанием $\text{SiO}_2=50,2\%$, $\text{MgO}=7,55\%$ (Carden, Loughlin, 1974). При раздельном опробовании можно сделать

ошибочный вывод о том, что они относятся к генетически различным сериям. Главным образом поэтому в данной работе не используется сопоставление эталонных анализов или средних величин для интерпретации петрохимии изучаемых вулканитов, а использованы вариационные диаграммы серий (построенные на частных анализах) вулканитов достаточно определенного геологического положения, которые позволяют сопоставлять петрохимические тенденции и направленность вулканических процессов. Химические анализы приведены в таблице, а характерные особенности изученных серий отражены на рис. 1—3.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

В позднем докембрии Кокчетавского массива вулканогенные породы развиты на 3 возрастных уровнях: в нижнем — среднем рифее — ефимовская серия, содержащая основные (реже кислые) лавы, цирконы из которых датируются в 1,2—1,3 млрд. лет, а секущие нижнюю часть разреза галенитовые жилы имеют свинцово-изотопный возраст 1,4 млрд. лет; в верхнем рифее — боровская серия, где по цирконам из резко преобладающих здесь кислых лав возраст определяется в 1,0—0,85 млрд. лет; и в николюско-бурлукской серии венда (терминального рифея), где сложное сочетание основных и кислых лав возникло, вероятно, в интервале 0,65—0,56 млрд. лет (Розен, 1971). Вместе с вмещающими осадочными породами они достаточно сложно деформированы и метаморфизованы большей частью в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, но на отдельных участках удается обнаружить нарастание степени метаморфизации до амфиболитовой фации с андалузитовыми, кордиеритовыми и другими ассоциациями минералов, свидетельствующими о низких давлениях.

Химические анализы, приведенные в таблице, характеризуют следующие стратиграфические подразделения, возрастные интервалы и петрографические типы вулканитов докембрия:

Анализы 1—19. Ефимовская серия, нижний — средний рифей: 1—7 — западная окраина Кокчетавского массива, рузаевская и иман-бурлукская свиты (1 — кварцево-хлоритовый сланец, 2, 3 — миндалекаменный порфиритоид, 4 — порфиритоид, 5—7 — порфиroid); 8—19 — восточная окраина массива, даутская свита (8—9 — порфиритоид по туфу, 10 — порфиритоид, 11 — миндалекаменный порфиритоид, 12 — порфиритоид, 13, 14 — порфиритоид по туфу, 15 — порфиритоид, 16—19 — порфиroid).

Анализы 20—25. Боровская серия, верхний рифей, кууспекская свита: 20, 21 — порфиритоид, 22—25 — гнейсоподобный порфиroid.

Анализы 26—33. Николюско-бурлукская серия, венд; 27, 28, 30, 31 — чалкарская свита: 27, 28 — базальтовый порфирит, 30, 31 — риолитовый порфир; 26, 29, 32, 33 — шатская толща: 26 — туф базальтового порфирита, 29 — кварцевый кератофир, 32 — туф кварцевого кератофира, 33 — риолитовый порфир.

Нижне- и среднерифейские отложения, распространенные на западной и восточной окраинах массива, заметно различаются и рассматриваются раздельно.

В пределах западной окраины ефимовская серия подразделяется (снизу вверх, основание неизвестно) на рузаевскую свиту (2400 м) граувакковых песчаников и основных вулканитов, ашанинскую свиту (190 м) кислых лав с прослоями валунных полимиктовых конгломератов, неженскую свиту черных кремнисто-глинистых «аспидных» сланцев (300 м) и бакайскую свиту (150 м) известняков, которые образуют крупную синклинальную складку в районе с. Ефимовка. Севернее обособленно распространена иман-бурлукская свита, которая у слияния рек Иман-Бурлук и Сары-Узек представлена ассоциацией (снизу вверх) базальтовых миндалекаменных лав (1200 м), черных глинистых сланцев и доломитов (350 м), кислых лав (440 м) и железистых (гематитовых) сланцев (350 м).

Метаморфизованные лавы представлены главным образом разнообразными порфиритоидами, нередко с миндалекаменными текстурами (размер миндалин, сложенных крупными кристаллами кварца и карбоната, в никольско-бурлукской свите достигает иногда 10—15 см в поперечнике и они местами переполняют породу, образуя характерные горизонты). В сланцеватой серицито-кварцево-хлоритовой основной массе, иногда обнаруживающей отчетливую реликтовую диабазовую структуру, заключены псевдоморфозы серицита по вкрапленникам плагиоклаза, а

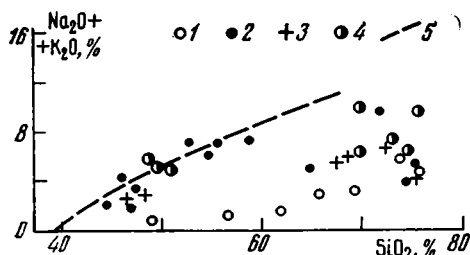


Рис. 1

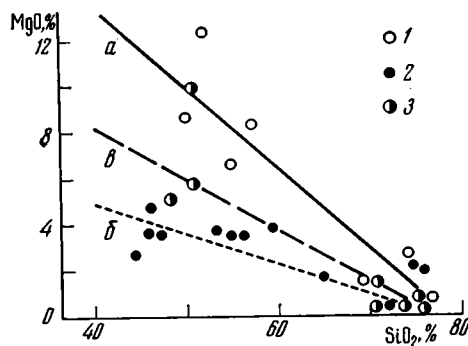


Рис. 2

Рис. 1. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в вулканитах позднего докембрия Кокчетавского массива

1 — породы нижнего — среднего рифея, западная окраина массива, 2 — то же, восточная окраина массива, 3 — породы верхнего рифея, 4 — породы венда, 5 — линия раздела между толеитовыми и известково-щелочными сериями (внизу) и щелочными сериями (вверху) (Macdonald, Katsura, 1964, рис. 1; уточнено Irvine, Baragar, 1971, рис. 3 В)

Рис. 2. Соотношение окиси магния и кремнезема в вулканитах позднего докембрия Кокчетавского массива

Вариационные линии на рисунке: а — вулканитов нижнего — среднего рифея западной окраины массива, б — то же, восточной окраины, в — вулканитов венда; соответственно обозначены фигуративные точки отдельных анализов 1, 2, 3

также хлорита и гидроокислов железа по цветному минералу. С порфиритоидами тесно связаны хлоритовые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы, обнаруживающие реликтовые обломочные структуры и образованные по туфогенным породам.

Дважды в разрезе ефимовской серии появляются кислые лавы, сложенные порфиритоидами, в которых среди сланцеватой хлорито-серицитовой основной массы заключены реликтовые вкрапленники кварца с заливчатыми контурами и каплевидными включениями измененного стекла и нацело серицитизированного плагиоклаза. В залегающих среди них конгломератах (ашанинская свита) эффузивы в гальке сохраняют свой изначальный облик и представлены типичными риолитовыми порфирами и базальтовыми порфиритами.

Химические анализы этих лав (№ 1—7, таблица) обнаруживают аномально низкие содержания кальция и натрия при весьма высоких содержаниях летучих и большей частью повышенных содержаниях калия. Кажется естественным предполагать, что это вызвано явлениями метаморфизма, однако сам характер процесса (вынос элементов) скорее свидетельствует об экзогенных изменениях. Такой процесс зафиксирован, в частности, в донных базальтах северо-восточной Атлантики (Matthews, 1971). При увеличении содержания воды от 1,2 до 5,7% содержание K_2O возросло от 1,0 до 3,5%, а CaO уменьшилось с 11,3 до 2,3% и степень

Химические анализы вулканитов позднего докембрия Кокчетавского массива

№ анал.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	0344 в	0346 г	0346 д	0672 б	0661 р	0346 н	0669	0317 д	0316 н	0213 е	0317 о	0317 л	0213 ж	0317 и	0317 г	0213 в
SiO ₂	49,89	52,80	55,71	57,38	69,61	74,36	76,21	44,66	46,52	46,98	47,50	53,53	55,09	55,30	59,49	65,11
TiO ₂	1,35	2,05	1,85	0,75	0,65	0,80	0,45	0,65	0,82	1,00	0,85	0,65	0,85	0,70	0,74	0,45
Al ₂ O ₃	16,54	14,56	12,60	13,41	13,72	10,94	12,32	22,05	20,08	20,56	18,42	17,67	19,71	17,36	17,06	17,87
Fe ₂ O ₃	1,39	1,85	3,97	3,80	2,72	0,78	1,95	2,48	3,29	3,70	2,67	1,23	2,71	2,31	2,79	0,30
FeO	12,93	6,39	10,45	7,97	4,99	2,85	1,42	5,54	6,16	7,04	7,50	6,22	5,12	5,10	4,03	3,59
MnO	0,40	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,13	0,13	0,19	0,16	0,12	0,13	0,12	0,04	0,07
MgO	8,59	12,47	6,58	8,21	1,48	2,51	0,57	2,79	3,60	4,82	3,60	3,80	3,61	3,60	3,81	1,55
CaO	0,13	0,40	0,45	0,33	0,69	0,13	0,11	12,80	10,86	9,79	11,83	4,57	2,98	5,33	1,50	2,00
Na ₂ O	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,50	3,60	1,7	3,0	6,60	6,4	6,20	5,70	1,9
K ₂ O	<0,1	1,40	3,0	1,2	3,1	5,1	4,30	1,60	0,50	0,2	0,80	0,60	0,1	0,80	1,20	2,9
П. л. п.	7,51	6,67	4,34	5,75	2,62	1,62	1,75	6,51	3,49	3,8	2,76	4,31	2,96	2,34	2,61	3,87
H ₂ O	0,27	—	0,22	—	—	—	—	0,27	0,16	—	0,10	0,14	0,14	0,12	0,32	—
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,14	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,08	0,09	0,07	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	необн.	0,01	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	необн.	0,01	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,24	99,16	99,43	98,84	99,62	99,34	99,09	99,98	99,21	99,78	99,19	99,44	99,70	99,28	99,29	99,61

Продолжение таблицы

№ анал.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
№ обр.	0316 а	0316 н	0316 к	0347 с	0339 м	1023 б	0324	—	1025 б	0316	916 г	743 в	0316 а	664 в	710 в	0316 ж	0316 в
SiO ₂	72,34	75,13	75,30	47,53	47,87	68,13	69,00	73,37	76,83	48,96	50,66	51,44	70,62	70,77	73,66	75,20	76,31
TiO ₂	0,25	0,20	0,22	1,00	1,5	0,90	0,65	0,28	0,20	2,40	1,06	1,48	0,45	0,15	0,19	0,20	0,17
Al ₂ O ₃	13,59	13,21	12,53	14,97	15,39	13,03	14,91	12,55	12,77	16,76	13,92	14,94	16,94	14,44	12,36	13,44	12,83
Fe ₂ O ₃	0,75	0,72	0,38	0,46	3,89	6,5	2,65	1,98	0,18	4,48	1,68	1,77	0,90	1,12	0,77	0,44	0,44
FeO	2,02	1,51	2,35	11,34	6,69	3,42	1,65	2,15	1,50	7,78	9,18	8,50	2,86	2,04	1,32	2,30	1,40
MnO	0,03	0,05	0,03	0,08	0,02	0,06	0,07	0,07	0,05	0,19	0,14	0,17	0,04	0,07	0,04	0,02	0,02
MgO	0,27	2,28	2,04	7,39	5,02	1,00	0,04	0,55	0,50	4,96	10,27	5,70	1,43	0,28	0,30	0,61	0,14
CaO	0,87	0,44	0,68	10,30	9,78	0,66	1,55	1,10	0,15	3,78	7,50	9,12	0,58	1,28	2,42	0,78	0,29
Na ₂ O	2,10	0,30	3,30	2,40	1,90	0,60	1,45	1,20	0,30	5,50	2,90	2,85	4,00	3,70	2,10	5,70	1,00
K ₂ O	7,00	3,65	1,20	0,20	0,70	4,20	4,15	5,10	3,80	0,50	0,80	1,70	1,90	6,00	4,30	0,50	7,50
П. п. п.	0,57	2,43	1,58	3,23	6,21	1,57	2,98	1,00	1,77	3,83	1,21	1,28	1,89	0,69	1,33	0,75	0,67
H ₂ O	0,19	0,11	—	0,17	0,23	—	0,18	—	—	0,75	—	—	0,22	—	—	0,12	0,11
P ₂ O ₅	—	—	—	0,11	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0,07	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,98	100,03	99,61	99,28	99,34	100,07	99,68	99,33	—	99,89	99,32	98,37	100,90	100,54	98,79	99,89	100,88

Примечание. Химическое изучение образцов (отобранных автором) в лаборатории ЦКТГУ выполнили: 1—3, 6, 20—22—В. Я. Коптяева, Н. И. Качура, Н. С. Каньшина; 4, 5, 7—Е. А. Ешуткина, Н. Н. Ермагамбетова; 10, 13, 16—Н. В. Тихонова, И. Л. Штейнвальд, 8, 9, 11, 12, 14, 17—19, 23—С. Н. Бурыкин, Л. В. Розова; 24—33—Э. И. Орлова. Места отбора образцов: 1, 4, 5, 7—у с. Ефимовка; 2, 3, 6—в среднем течении р. Иман—Бурлук; 8—19, 26, 29, 32, 33—в низовьях р. Кара-Шат, 20, 21, 23—южнее г. Кокчетав (5—7 км); 22, 24, 25—восточнее оз. Куспек (9—15 км); 27—30—на восточном берегу оз. Чалкар; 28—у псс. Аксуран; 31—у жердса Кыслап

окисленности железа увеличилась на 38 отн.%. Предполагается, что такие изменения широко распространены и характерны для 2-го слоя океанической коры. С этой точки зрения можно допустить, что породы основного состава ефимовской серии потеряли около 10% CaO и 2% Na₂O, а породы кислого состава — около 5% CaO и 2—3% Na₂O и при этих условиях диагностические соотношения между магнием, железом, кремнеземом и глиноземом следует признать сохранившимися от исходной породы.

Породы № 1—3 (таблица) уверенно сопоставляются с толеитами (Nockolds, 1954; Irvine, Baragar, 1971) и, учитывая высокие содержания MgO, с океаническими толеитами (по Кутолину, 1972, табл. 50, № 5);

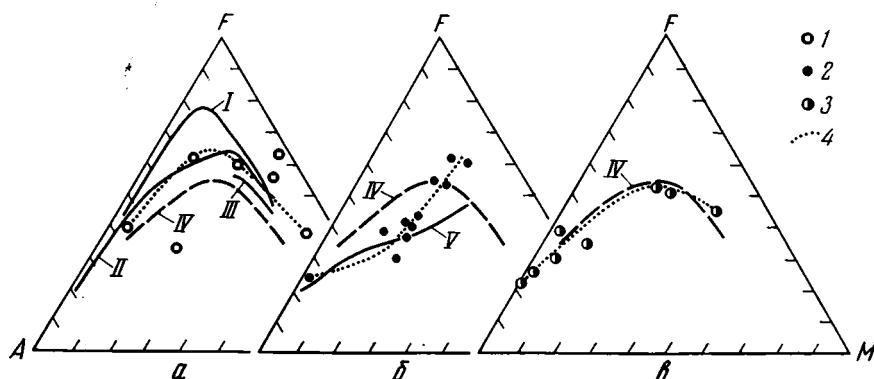


Рис. 3. Диаграммы AFM вариаций состава вулканитов позднего докембрия Кокчетавского массива

1 — фигуративные точки анализов вулканитов нижнего — среднего рифея западной окраины массива, показаны на диаграмме а; 2 — то же, восточной окраины массива, показаны на диаграмме б; 3 — то же, венда, показаны на диаграмме в; 4 — петрохимические тенденции в породах Кокчетавского массива.

Линии на диаграммах: I — вариации состава в породах плутона Скергаард; II — то же, в породах третичного вулкана Тингмули, Исландия — серия толеит — андезито-базальт — андезит (исландит) — риолит (I, II — Carmichael, 1964, рис. 3); III — то же, в породах позднечетвертичного базальтового потока Мак-Картис, Нью-Мексико (Carden, Loughlin, 1974); IV — граница между толеитовыми сериями сверху и известково-щелочными снизу (Irvine, Baragar, 1970, рис. 2); V — вариации состава четвертичной орогенической серии Каскадных гор, США — серия базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — риолит по средним данным (Carmichael, 1964)

№ 4 — с андезито-базальтом, 5 — с дацитом, 6, 7 — с риолитом. Кислые по составу породы отличаются весьма высоким содержанием железа, что характерно для генетически связанных серий базальт — исландит — риолит и объясняется, как полагают, кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы.

В целом эта вулканическая серия характеризуется непрерывностью составов по степени основности, весьма низкой общей щелочностью (рис. 1), отчетливо повышенной магниальностью (рис. 2), а по направленности эволюции расплава она совпадает с толеитовыми сериями и сериями дифференцированных интрузий (рис. 3, а, кривые I, II, III).

Синхронные образования восточной окраины Кокчетавского массива, объединенные в даутскую свиту (2000 м), представлены почти целиком вулканитами, среди которых существенно преобладают порфиритоиды. Выделяются разновидности, образованные по базальтовым порфиритам (псевдоморфозы по вкрапленникам цветного, сложенные актинолитом, и по таблицам плагноклаза, сложенные эпидотом и альбитом, погружены в связующую ткань с реликтовой микролитовой структурой) и по андезитовым порфиритам, в которых нередко до 30% объема составляют псевдоморфозы альбита, эпидота и серицита по плагноклазу, заключенные среди связующей ткани с реликтами гиалопилитовой структуры.

Менее распространены порфиroidы с реликтами вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца, заключенными в эпидот-амфибол-альбит-кварцевой связующей ткани.

В химическом составе этих пород обращает на себя внимание высокое содержание глинозема, особенно среди основных пород (№ 8, 9, 10, 11, таблица), которые могут быть сопоставлены с высокоглиноземистыми базальтами (по Купо, 1960; Irvine, Baragar, 1971), центральным базальтом (Nockolds, 1954) и базальтами андезитовой формации (по Кутолину, 1972, табл. 50, № 3). Ряд пород (№ 12, 13, 14, 15) соответствует андезиту или высокоглиноземистому андезиту и отличается лишь несколько повышенным содержанием натрия; № 16 — дацит, № 17—19 — риолит, причем среди них встречаются натровые типы (№ 19).

Эти вулканиды образуют непрерывную серию сравнительно высокой общей щелочности (характерной для высокоглиноземистых серий, фигуративные точки которых обычно располагаются вблизи нижней границы поля щелочных серий, см. рис. 1) и пониженной магнезиальности (см. рис. 2), что также характерно для высокоглиноземистых серий, а по характеру эволюции расплава они ближе всего отвечают континентальным сериям типа базальт-андезит-дацит-риолит (см. рис. 3, б, кривая V).

Верхнерифейские вулканиды (куспекская свита боровской серии) залегают непосредственно на породах гранитизированного кристаллического основания (зерендинская серия) и в базальных слоях, представленных дресвой аркозового состава, содержат обломки пород основания. В целом это мощная (1200 м) толща кислых вулканидов, среди которых в верхней части разреза появляются прослои песчаных и углисто-глинистых отложений, доломитов, а также базальтоидов. Вышележащие отложения этой серии представлены черными сланцами и доломитами (шарыкская свита, 900 м) и мощной толщей мономинеральных кварцевых песчаников (кокчетавская свита, 1200—1900 м).

Наиболее распространены порфиroidы, сложенные вкрапленниками кварца с пирамидальными окончаниями и таблитчатыми формами плагиоклаза и калиевого полевого шпата (иногда имеющих осколчатую форму в туфогенных разновидностях), которые заключены в лепидогранобластовой связующей ткани серицито-хлорито-кварцевого состава. Залегающие выше в виде отдельных прослоев среди осадочных пород зеленые сланцы сложены альбитом, эпидотом, хлоритом и амфиболом типа актинолита. По присутствию псевдоморфоз амфибола (по цветному минералу) и альбита с эпидотом (по плагиоклазу) среди зеленых сланцев выделяются порфиритоиды.

Подавляющая масса лав имеет характерный риолитовый состав (№ 22—25, таблица) с резко повышенным содержанием калия и иногда железа (№ 22). Прослои основных вулканидов представлены базальтоидами (№ 20, 21). В целом эти лавы характеризуются невысокой общей щелочностью (рис. 1).

Отложения венда непосредственно залегают на гранитизированном дорифейском основании, на породах нижнего — среднего рифея и на кварцевых песчаниках верхнего рифея, образуя изолированные приразломные впадины вдоль границ массива с нижнепалеозойскими складчатыми комплексами (никольско-бурлукская серия). С ними нередко ассоциируют гипербазиты, главным образом линзовидные залежи серпентинитов. Нижняя часть разреза обычно сложена базальтовыми порфиритами с вкрапленниками клинопироксина и основного плагиоклаза (в спилитовых разновидностях также альбита), обычно с долеритовой структурой, выше которых залегают кремнистые сланцы (1300 м), а в верхней части появляются риолитовые порфиры с вкрапленниками кварца, олигоклаза и калиевого шпата (чалкарская свита, общая мощность около 2500 м). По всему разрезу присутствуют валунно-галечные конгломераты, содержащие гальку всех более древних магматических и мета-

морфических пород. Положение кислых лав непостоянно, иногда они располагаются в средней и даже нижней части разреза; мощность их резко варьирует. В синхронных отложениях на юго-западной границе массива с каледонскими структурами кислые лавы выпадают из разреза совсем, так же как и грубообломочные конгломераты (гаршинская серия, Минервин и др., 1971). Эти отложения выше по разрезу сменяются терригенно-карбонатными углеродистыми и фосфатсодержащими отложениями володаровской свиты (мощность 1600 м), которые слагают отдельные изолированные прогибы.

По химическому составу среди этих вулканитов выделяются толеитовые базальты (№ 27, 28, таблица), иногда с повышенным содержанием натрия при соответственно пониженном содержании кальция (№ 26), что, вероятно, отражает так называемую спилитовую тенденцию вулканизма этого этапа. С ними ассоциируются риолиты (№ 30), их натровые разновидности (№ 29) и субщелочные разновидности (№ 32, 33).

Эта серия оказывается петрохимически контрастной и характеризуется несколько повышенной щелочностью (базальтоидов, рис. 1), широкими вариациями магнезиальности (от умеренных величин до высоких, рис. 2) и общей толеитовой тенденцией эволюции расплава (рис. 3, в).

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА В РИФЕЕ

К началу рифея (1,6 млрд. лет назад) существовало древнее ядро массива, сложенное глубокометаморфизованными, главным образом первично-терригенными отложениями, которые подвергались гранитизации (возможно, калиевого ряда) с образованием гранито-гнейсовых куполов. По-видимому, можно считать, что в пределах этого древнего ядра в предрифейское время сформировался достаточно мощный гранито-метаморфический слой.

В раннем — среднем рифее древнее ядро уже выступает как индивидуализированный блок земной коры, западнее которого накапливались основные вулканиты — высокомагнезиальные толеиты (основание разреза неизвестно), в меньшей мере — кислые вулканиты, которые сопровождалось граувакками, черными глинистыми («аспидными») сланцами, железистыми и карбонатными отложениями. Вариации составов этих вулканитов (с учетом упомянутого выше вероятного изменения в подводных условиях) обнаруживают толеитовую тенденцию, весьма близкую к закономерностям изменения состава лав вулкана Тингмули в Исландии (см. рис. 3, а), а также сходных с ними толеитовых серий Гавайских островов и Срединно-Атлантического хребта (Macdonald, Katsura, 1964, Irvine, Baragar, 1971). Для генетических интерпретаций важно подчеркнуть, что строение Исландской вулканической провинции определяется базальтоидами, среди которых в некоторых вулканических аппаратах встречаются достаточно специфические андезиты (исландиты), слагающие до 18% мощности лав отдельных этапов излияний, и риолиты — до 21%, появление которых связано с дифференциацией исходной магмы и определяет характерную форму вариационной кривой (Carmichael, 1964) (см. рис. 3, а, кривая II). Химизм исландских базальтоидов, изученный многочисленными исследователями, вполне соответствует химизму типичных океанических толеитов, данные по которым стали широко известны в последние годы (Melson et al., 1968; Cann, 1971; Кутюлин, 1972; Фролова, Рудник, 1972; Добрецов, 1975 и др.).

Если проведенная параллелизация справедлива, а в этом убеждают также данные по геологическому положению и ассоциациям вулканитов с другими породами, такими, как черные аспидные сланцы, мощные глинисто-песчаные отложения, вероятно, связанные с некомпенсированным прогибанием на самых ранних стадиях развития островной дуги (Марков, 1975), то можно предполагать существование земной коры океани-

ческого типа западнее древнего ядра Кокчетавского массива в нижнем — среднем рифее.

Восточнее древнего ядра в нижнем — среднем рифее формировались совершенно иные отложения. Это целиком вулканическая толща, относящаяся к известково-щелочным сериям, входящим в базальт-андезит-липаритовую группу формаций (Кузнецов, 1964). Такие определяющие особенности этих вулканитов, как преобладание высокоглиноземистых базальтов и андезитов, непрерывный характер серии, присутствие натровых разновидностей риолитов, характерны для четвертичных вулканитов островных дуг (Кипо, 1966) с мощным «базальтовым» слоем и с отчетливым проявлением «гранитного» слоя земной коры, общая мощность которой достигает 35 км («андезитовая стадия», Марков, 1975), или для орогенных вулканических поясов на краях древних сиалических блоков (Моссаковский, 1975), которые, однако, отличаются несколько большим развитием кислых и в особенности калиевых дериватов. Классической кайнозойской вулканической провинцией, характеризующей окраину континента, вероятно, является провинция Высоких Каскад (запад США), где земная кора с мощным «гранитным» слоем достигает 30 км и более (Деменицкая, 1975). Принципиальное отличие вариационной линии от толеитовой (см. рис. 3, б, кривая V), вызванное иными условиями существования расплава (например, иным уровнем выплавления магм, Кипо, 1966; Тейлор, 1972), отчетливо проявлено в рассматриваемых вулканитах Кокчетавского массива (см. рис. 3, б), что в свою очередь указывает на существование здесь достаточно мощной земной коры. Это могла быть перекрытая вулканитами восточная часть древнего ядра, образовавшая подобие вулканического пояса на краю континента, или это в целом была структура типа островной дуги меридионального простираения, включавшая древнее ядро массива полностью. Учитывая относительно небольшие размеры ядра массива по широте (около 200 км) в современном эрозионном срезе, кажется более правильным остановиться на втором предположении.

Вулканиты верхнего рифея, представленные главным образом калиевыми риолитами, соответствуют в целом порфировой формации (Пейве, Синицын, 1950). Такого рода вулканизм локально развит в областях сводовых поднятий древних складчатых зон (Моссаковский, 1975). Вообще распространение калиевых риолитов «ограничено областями, которые подстилаются мощным комплексом древних складчатых пород основания» (Мак-Берни, 1972). По-видимому, в пределах древнего ядра массива уже к началу верхнего рифея сформировалась достаточно мощная земная кора, подобная по своему строению коре современных континентов, мощность которой составляет 30—40 км. Об этом также свидетельствует широкое развитие кварцево-песчаных толщ (кварцевые арениты кокчетавской свиты), которые вместе с порфировой формацией образуют здесь орогенный комплекс отложений.

Существенно иные особенности обнаруживает вулканизм последнего временного отрезка докембрия — венда (терминального рифея). Выявленная в целом толеитовая тенденция этих вулканитов (рис. 3, в), подтверждаемая присутствием натровых риолитов как возможных продуктов дифференциации (Мак-Берни, 1972), осложняется, во-первых, несколько широким и самостоятельным развитием калиевых риолитов, обуславливающих общий контрастный характер серии, во-вторых, повышенной щелочностью базальтоидов. Геологическая ассоциация с грубо-обломочными полимиктовыми конгломератами и локальное распространение этих отложений в приразломных впадинах в ассоциации с гипербазитами позволяют предполагать, что эти вулканиты генетически связаны с процессами деструкции ранее возникшей земной коры и возникновением зон, подобных рифтам. Об этом также косвенно свидетельствует существенно иной состав синхронных отложений (переход в ассо-

циацию базальтов и кремнистых пород) за пределами палеоконтура массива. Относительно контрастных базальт-риолитовых серий А. А. Макарушев (1975, с. 98) писал, что «образование их связано, по-видимому, с развитием рифтовых структур в участках относительно консолидированной сиалической земной коры». Подобная, весьма характерная ассоциация вулканитов изучена недавно на западном побережье Красного моря (Meneisy et al., 1976). Здесь серия нижнемеловых лав и даек представлена рядом от щелочных пород (оливиновый нефелинит, 12% нормативного нефелина, 10,6% магнетита и ильменита) через щелочной оливинитовый базальт (2% нефелина), толеитовый базальт (3,5% кварца) и далее без переходных разновидностей до калиевого риолита (27% ортоклаза, 37,8% кварца). По-видимому, эта серия, приуроченная к рифтовой зоне Восточной Африки, отражает определенный тип процесса деструкции земной коры. Таким образом, вероятно, что после верхнерифейской стабилизации в пределах массива возникли глубокие расколы и на поверхность вновь начал поступать глубинный магматический материал.

Проведенное исследование показывает, что существует возможность прослеживания этапов постепенного становления земной коры в докембрии данного региона на основе смены во времени разнотипных вулканитов, находящихся в определенных соотношениях с характерными осадочными отложениями. Существо такого ретроспективного исследования естественно вытекает из принципа методологического единства в изучении истории Земли, выдвинутого А. В. Сидоренко (1969), и особенно важного для понимания главного — докембрийского ее отрезка.

В развитии земной коры Кокчетавского массива удастся таким образом установить признаки «гранитного» слоя к началу рифея, а для нижнего — среднего рифея существование океанической коры и коры типа развитой островной дуги (на «андезитовой стадии»); в верхнем рифее отмечаются признаки полного профиля земной коры континентального типа, а в конце рифея — признаки ее деструкции в результате рифтогенеза. Очевидно, что на всем протяжении рифея можно констатировать нарастание мощности земной коры, а предполагаемый раздвиг при рифтогенезе, по-видимому, не нарушал этой тенденции. Процесс нарастания земной коры, вероятно, продолжался далее в палеозойское время вследствие пространственно-унаследованной гранитизации и палингенеза в древних гнейсовых куполах, что явилось причиной становления здесь автохтонных «каледонских» гранитоидов (Розен и др., 1974), и, вероятно, обусловило постоянную тенденцию региона к воздыманию по крайней мере в течение всего палеозоя. Следствием этих повторных процессов, связанных с палеозойским орогенезом, явилось, очевидно, дальнейшее увеличение мощности земной коры. Следует полагать, что сформировавшаяся таким образом к концу палеозойского орогенеза земная кора позднее сохранилась, лишь сократившись в мощности за счет эрозии горных сооружений.

Современный разрез земной коры характеризуется повышенной общей мощностью (50—55 км) и большой долей «базальтового» слоя (35 км) (Иванов и др., 1969). Подобные мощности характерны для зрелых стадий развития островных дуг и орогенических поясов (Брюн, 1972; Марков, 1975).

Таким образом, на фоне формирования континентальной коры за счет океанической в палеозое Казахстана (Пейве и др., 1971) здесь устанавливается существование достаточно древних фрагментов сиалического типа, опередивших главный процесс по крайней мере на 1,0—1,3 млрд. лет. Конкретизируя изложенные выводы, можно представить серию палеомоделей строения земной коры, основанную на геофизических данных по изученным в настоящее время типам земной коры (рис. 4).

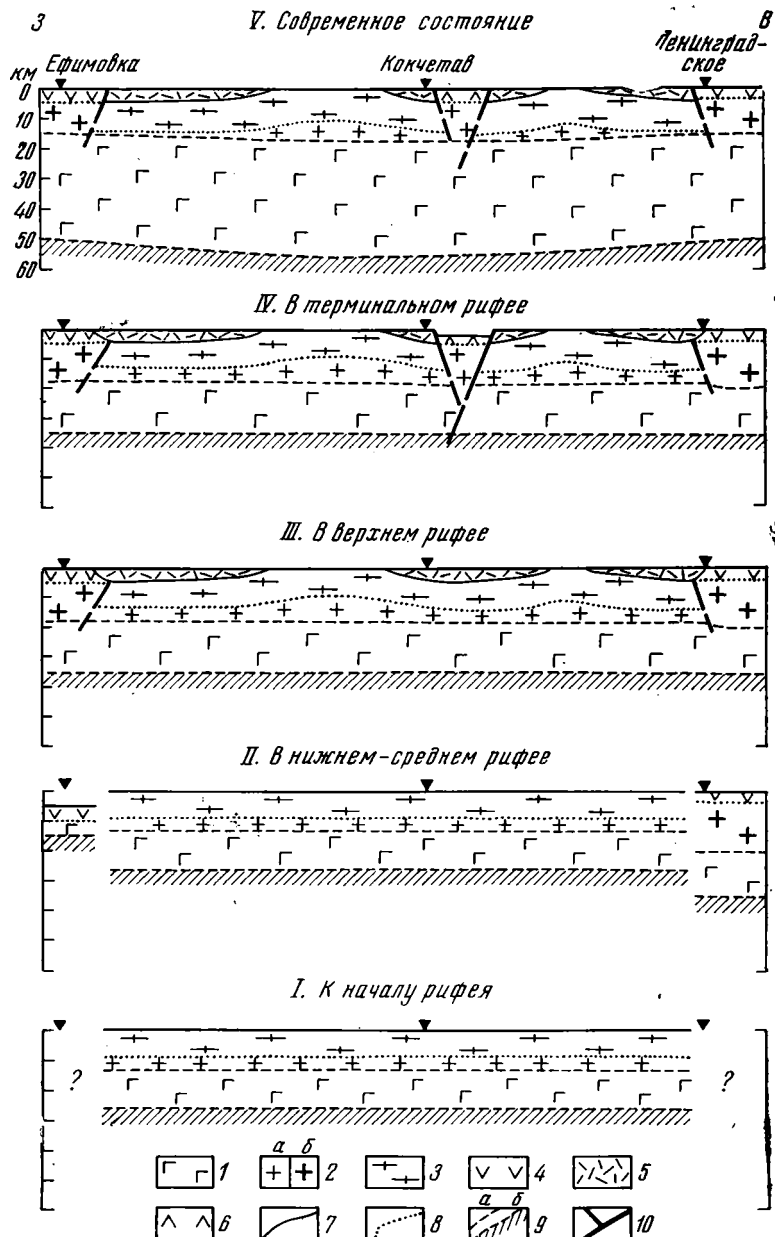


Рис. 4. Геолого-геофизические профили, отражающие основные этапы развития земной коры Кокчетавского массива (без учета палинспастических реконструкций).

Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

1 — геофизический «базальтовый» слой; 2 — геофизический «гранитный» слой, сформировавшийся: а — в дорифейское время, б — в рифее; 3 — гранитно-метаморфический комплекс основания (зерендинская серия); 4 — вулканогенно-осадочный комплекс дна океана и островных дуг (ефимовская серия); 5 — вулканогенно-осадочный комплекс наложенных впадин на гранитно-метаморфическом основании; 6 — вулканогенно-осадочный комплекс рифтогенных структур; 7 — границы между геологическими подразделениями; 8 — границы между геологическими и геофизическими подразделениями; 9, а — границы между геофизическими подразделениями, б — нижняя граница земной коры; 10 — разломы

Дорифейский, литологически единообразный, глубокометаморфизованный и гранитизированный комплекс может быть уподоблен «гранитондному» основанию микроконтинента с разрезом коры типа Сейшельских островов², что отражено на рис. 4, профиль I. Нижне- и среднерифейские отложения западной окраины массива, характеризующие начальную стадию воздымания океанического дна, характеризуют океанический тип земной коры³, что показано в левой части профиля II на рис. 4. Высокоглиноземистая известково-щелочная вулканическая серия на востоке массива соответствует типу коры островных дуг, разрез которой принят по данным, опубликованным для Японской дуги⁴, и показан в правой части профиля II. Орогенез верхнего рифея привел к формированию единой коры в пределах всего массива, мощность которой в целом увеличилась (профиль III). Появление рифтов внутри массива (конец рифея) не привело к изменению положения нижней границы земной коры, а вызвало растяжение и блоковое проседание (профиль IV), как можно предполагать на основании интерпретации геофизических данных по рифтам Восточной Африки (Малахов, 1972). Последующие процессы каледонского орогенеза привели к формированию профиля, близкого к современному (профиль V).

Таким образом, изучение вулканизма и геологических особенностей позволяет, очевидно, проследить определенные этапы в развитии земной коры региона. Вместе с тем на пути к дальнейшему познанию истории континентальной коры Земли как целого остается необходимым дальнейшее раскрытие геологического содержания таких условных пока еще понятий, как «гранитный» слой, «базальтовый» слой и т. п., для коры океанического типа, континентального типа и зон их сочленения и дальнейшее исследование возможных экзогенных, эндогенных и метаморфогенных процессов преобразования исходной океанической существенно базальтовой коры в континентальную существенно гранитную (по химическому составу) кору. Главенствующую роль среди этих процессов преобразования несомненно должны играть процессы седиментации, поскольку только эти процессы, кажется, могут обеспечить необходимые, геохимически согласованные и непротиворечивые масштабы сепарации литофильных и в особенности некогерентных (K, P, Ti, U, Th и др.) элементов в твердом веществе наружных оболочек Земли.

Литература

- Бородаевская М. В., Петрова М. А., Фролова Г. А. Об основах классификации и номенклатуры эффузивных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975, № 6.
- Брюн Д. Н. Поверхностные волны и строение коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.
- Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геол. и геоф., 1975, № 2.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Иванов О. Д., Бродовой В. В., Анашин Ю. Ф. Северный Казахстан.— В кн.: Геотектоническое районирование Северного Кавказа по геофизическим данным. М., «Недра», 1969.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 189. Новосибирск, 1972.
- Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 8.

² Разрез земной коры принят по Р. М. Деменицкой, 1975, рис. 4.

³ То же, стр. 11.

⁴ То же, стр. 104.

- Маракушев А. А. Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений.— В кн.: Пробл. осадочн. геол. докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли, т. 2. «Недра», 1975.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый слой» земной коры островных дуг.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Матвеева С. С. Амфиболиты как индикатор типа земной коры в основании древних геосинклиналей (на примере Западного Прибайкалья).— Докл. АН СССР, 1975, т. 233, № 3.
- Минервин О. В., Бабичев Е. А., Розен О. М. Доордовиковские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления.— В кн. Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 10. Изд-во МГУ, 1971.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Розен О. М. Рифей Кокчетавского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1971.
- Розен О. М. Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозойд.— В кн.: Срединные массивы. М., «Наука», 1976.
- Розен О. М., Иванов О. Д., Крамаренко С. М. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива).— Геотектоника, 1974, № 2.
- Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).— Геотектоника, 1973, № 3.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Тейлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. Вестн. МГУ, 1972, № 5.
- Cann J. C. Major element variations in ocean — floor basalts.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 26, No. 1192.
- Carden J. R., Loughlin A. W. Petrochemical variations within the McCartis Basalt flow, Valencia county, New Mexico.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, No. 9.
- Carmichael I. S. E. The Petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland.— J. Petrology, 1964, v. 5, part 3.
- Chayes F. Statistical petrography. Carnegie Inst. Wash., Year Book 64, 1965.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, No. 5.
- Kuno H. High-alumina basalt. J. Petrology, 1960, v. 1, 121—145.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs.— Bull. Volcanologique, 1966, t. 29, 195—222.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrology, 1964, v. 5, part 1.
- Matthews D. H. Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic, and from a nearby seamount.— Phil. Trans. Roy. Soc. London. A 268, No. 1192, 1971.
- Melson W. G., Thompson G., van Andel Tj. H. Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic ridge near 22°N latitude.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
- Meneisy M. Y., Omar A. A., Shaaban M. M. Petrology of the volcanic rocks of Wadi Araba-Abu Darag, Eastern Desert, Egypt. Chem. Erde, 1976, Bd. 35, H. 1.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, v. 65, No. 10.

УДК 551.242.3+622.11 (235.222)

**Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Б. КАРАУЛОВ, М. Ф. МИКУНОВ,
Е. И. ФИЛАТОВ****СТРУКТУРА РУДНОГО АЛТАЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Проведен анализ размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая относительно крупных конседиментационных тектонических структур и геологических формаций геосинклинального этапа развития территории. Показано, что подавляющее число месторождений продуктивной колчеданно-полиметаллической формации располагается в краевых частях остаточных геантиклинальных поднятий и на склонах наложенных геосинклинальных прогибов.

Первым исследователем Алтая, еще до революции обратившим серьезное внимание на размещение полиметаллических месторождений в региональных структурах, был П. П. Пилипенко. Впоследствии эту проблему рассматривали В. К. Котульский, И. Ф. Григорьев, Н. А. Елисеев, В. П. Нехорошев и др. После Великой Отечественной войны существенный вклад в решение этого вопроса внесли исследования П. Ф. Иванкина, А. К. Каюпова, М. Г. Хисамутдинова, Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского и других геологов.

Авторы в последние годы принимали участие в составлении серии палеотектонических карт Юго-Западного Алтая, и настоящая статья посвящена некоторым итогам этих работ, в частности выводам о положении полиметаллических месторождений в истории развития главнейших структурных элементов Рудного Алтая.

Территория Рудного Алтая расположена в краевой северо-восточной части Засайсанской складчатой области герцинид (Нехорошев, 1966). Герцинские структуры Рудного и Южного Алтая объединяются в складчатую систему Юго-Западного Алтая, которая отделяется глубинными разломами Северо-Восточной зоны смятия от каледонских структур Горного Алтая, а на юго-западе зоной Иртышского глубинного разлома от внутренних частей Зайсанской складчатой области, расположенных в пределах Калбинского хребта. Различия в строении и истории развития структур Рудного и Южного Алтая обусловили выделение в Юго-Западном Алтае двух основных структурно-формационных зон: Рудно-Алтайской и Белоубинско-Южно-Алтайской (Бубличенко и др., 1972).

На соседних с Рудным Алтаем территориях Восточной Калбы (в Калба-Нарымской зоне) и в Южном Алтае герцинские геосинклинальные прогибы заложились раньше и развивались в конце ордовика, в силуре и раннем девоне, заполняясь морскими терригенными и известковистотерригенными отложениями. Это доказано установлением здесь в последние годы мощных толщ соответствующего возраста (Стучевский и др., 1971; Козлов и др., 1974).

Территория же Рудного Алтая в ордовике, силуре и раннем девоне входила в состав сложного построенного Алейско-Теректинского поднятия, которое являлось структурным элементом западного края Алтае-Саянской каледонской складчатой области. В строении поднятия участвовал протерозойский метаморфический комплекс, части которого в современной структуре обнажены в Теректинском горсте Горного Алтая, и, веро-

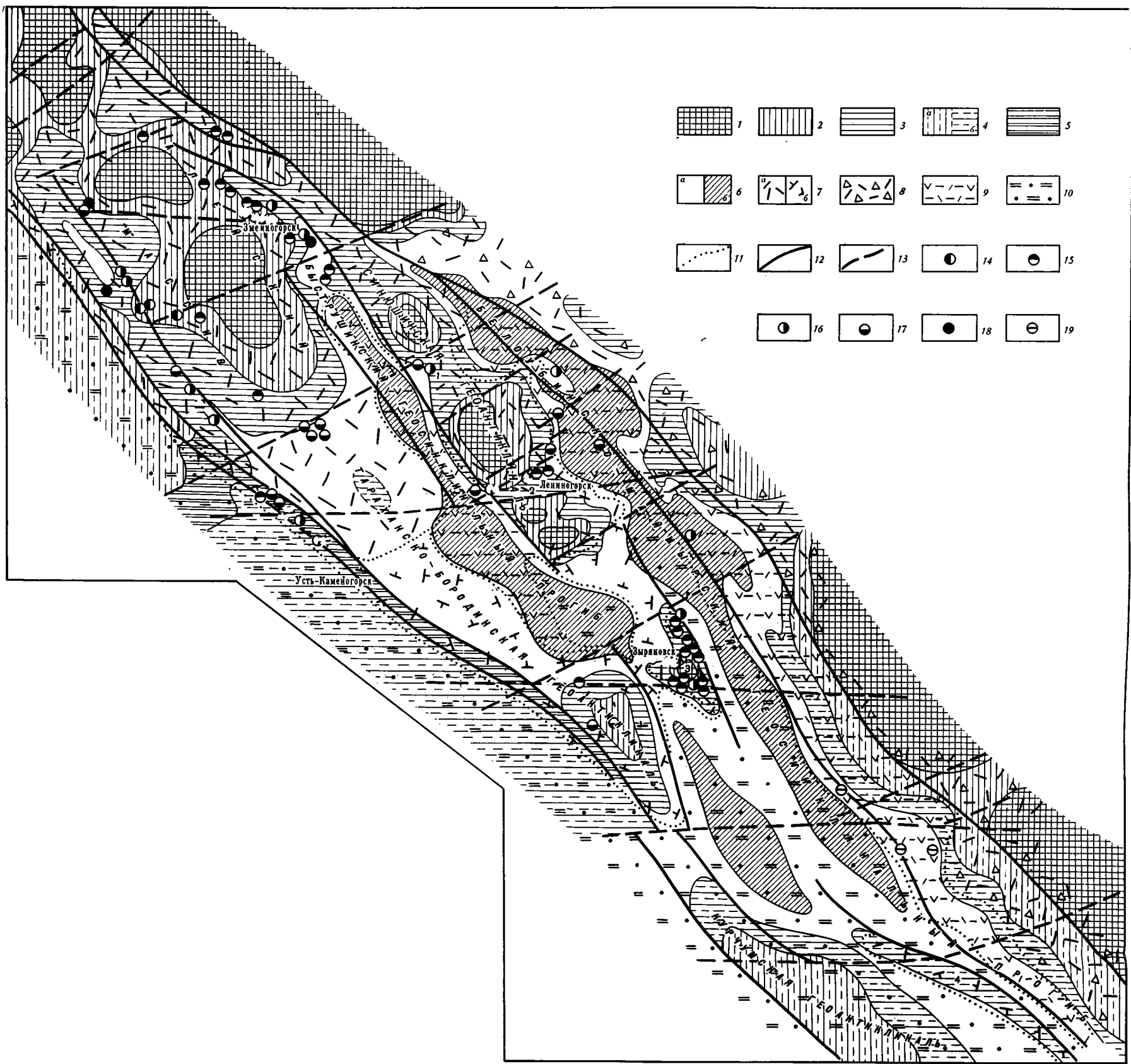


Схема размещения полиметаллических месторождений Юго-Западного Алтая относительно крупных конседиментационных тектонических структур и геологических формаций среднедевонского — франского времени

1—3 — остаточные поднятия: 1 — участки, испытавшие слабое погружение, чередовавшееся с воздыманием; 2 — участки замедленного погружения (до 1500 м); 3 — участки умеренного погружения (1500—3000 м); 4 — участки замедленного (а) и умеренного (б) прогибания, располагавшиеся на месте силурийских — раннедевонских прогибов; 5 — участки резко знакопеременных движений, испытавшие в целом умеренное (до 3000 м) прогибание; 6 — геосинклинальные прогибы: а — краевые зоны, испытавшие прогибание 3000—5000 м, б — осевые зоны, испытавшие прогибание более 5000 м; 7—9 — базальт-липаритовая формация (надформация): 7 — контрастная базальт-липаритовая подформация остаточных поднятий: а — ассоциации околожерловой и промежуточной зон, б — ассоциации удаленной зоны; 8 — ли-

паритовая (железоносная) подформация; 9 — известкисто-терригенная базальт-андезит-дацит-липаритовая подформация геосинклинальных прогибов; 10 — известкисто-терригенная формация; 11 — границы формаций и подформаций; 12 — крупнейшие продольные разломы; 13 — поперечные разломы; 14—18 — месторождения калчеданно-полиметаллической формации: 14 — барит-полиметаллические; 15 — собственно полиметаллические; 16 — переходные, 17 — колчеданно-полиметаллические, 18 — медноколчеданные; 19 — свинцово-цинковые телетермальные месторождения. Цифрами обозначены: 1 — Снегирихинский поперечный прогиб, 2 — Лениногорский поперечный прогиб, 3 — Ревнюшинское поднятие, 4 — Маркакульское поднятие

ятно, в отдельных блоках в северо-западной части Рудного Алтая (Кочетков, Розенфарб, 1971). Выше залегали сравнительно маломощные терригенные толщи кембрия и, возможно, низов ордовика, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Более молодые отложения на поднятии отсутствовали. В силуре или раннем девоне в поднятии сформировались позднекаледонские массивы гранитоидов, фрагменты которых сохранились в ядрах Алейского массива и Синюшинского антиклинория. Таким образом, древнее Алейско-Теректинское поднятие в начале девона характеризовалось уже корой континентального типа.

В начале среднего девона в связи с расширением Зайсанской геосинклинальной области весь Алейско-Теректинский блок континентальной коры подвергся процессам геосинклинальной переработки. На площади между Иртышским на юго-западе и Локтевско-Караиртышским на северо-востоке глубинными разломами он был охвачен дифференцированными тектоническими погружениями, которые контролировались зонами продольных (северо-западных) и поперечных (субширотных и северо-восточных) разломов. В результате к концу эйфеля на Рудном Алтае уже оформилась система наложенных герцинских геосинклинальных прогибов и разделявших их остаточных геоантиклинальных поднятий (линейных геоантиклиналей и изометричных в плане массивов мозаично-блокового строения). Таковыми являлись Быструшинский прогиб, Алейский массив, Тарханско-Бородинская, Синюшинская и Ревнюшинская геоантиклинали. Восточнее развивался Белоубинско-Маймырский прогиб, возникший в процессе распространения на северо-запад более ранних прогибов Южного Алтая (рисунок).

Активизация в девоне глубинных зон, вызвавшая тектоническую переработку, обусловила формирование ряда внутрикоровых магматических очагов и широкое проявление в Юго-Западном Алтае вулканической деятельности с накоплением осадочно-вулканогенных толщ базальт-липаритовой формации. Как и в развитии других геосинклинальных систем (Муратов, 1969), в Юго-Западном Алтае устанавливается определенная пространственная и генетическая взаимосвязь между региональными тектоническими структурами, размещением на глубине магматических очагов и строением накапливавшихся девонских осадочно-вулканогенных серий (Горжевский, Муратов, 1961).

Палеотектонический и палеовулканический анализ показывают, что центральные части геоантиклинальных поднятий за среднедевонско-франское время характеризовались слабыми погружениями, чередовавшимися с воздыманием. Общая амплитуда их прогибания за этот этап развития не превышала 500 м, и в их пределах накапливались вулканогенные толщи существенно кислого состава. В последующее время эти толщи, как правило, были размыты.

Периферические части поднятий характеризовались дифференцированными погружениями блоков. В ряде случаев здесь выделяются группы блоков замедленного погружения с общей амплитудой за среднедевонско-франское время до 1500 м и блоки умеренных погружений с общей амплитудой до 3000 м. Здесь накапливались осадочно-вулканогенные контрастные по составу толщи базальт-липаритовой формации. В составе вулканогенных членов этих породных ассоциаций резко преобладают кислые вулканиды. Но развиты, как правило, и вулканогенные породы основного состава, а вулканиды среднего состава отсутствуют. По характеру вулканидов эти толщи относятся преимущественно к группам фаций околожерловой и промежуточной зон. Таким образом, к остаточным геоантиклинальным поднятиям было приурочено накопление существенно вулканогенных толщ контрастной базальт-липаритовой подформации (табл. 1).

На склонах геосинклинальных прогибов за это же время амплитуды прогибаний составляли 3000—5000 м и накапливались мощные осадоч-

Таблица 1

Формационные особенности различных типов структур Юго-Западного Алтая

Особенности структур	Остаточные геоантиклинальные поднятия			Геосинклинальные прогибы	
	центральные части поднятий	периферические части поднятий		краевые части прогибов	осевые части прогибов
Тектонический режим (в течение эмского—эйфельского, живетского и франского веков) Мощность вулканогенно-осадочных отложений эмского—франского ярусов Формации и подформации	Слабое погружение, чередовавшееся с воздыманием 0—500 м	Замедленное погружение (до 1500 м) 500—1500 м	Умеренное погружение (1500—3000 м) 1500—3000 м	Интенсивное прогибание с амплитудой 3000—5000 м 3000—5000 м	>5000 м >5000 м
Состав вулканических продуктов Доля вулканического материала в составе вулканогенно-осадочных формаций (%)	Липаритовый	Базальт-липаритовый 50—65		Известковисто-терригенная базальт-андезит-дацит-липаритовая подформация Базальт-андезит-дацит-липаритовый 40	Известковисто-терригенная формация
Важнейшие группы фаций вулканитов		Околожерловая и промежуточная		Удаленная и промежуточная Алевролиты и песчаники, часто известковистые	Телепирокластическая, часто известковистые
Состав осадочных членов формаций		Песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки (местами рифовые)			
Степень распространения полиметаллических месторождений	Отсутствуют	Широко распространены		Мало распространены	Единичные мелкие месторождения
Основные типы полиметаллических месторождений		Барит-полиметаллические и собственно полиметаллические	Переходные, колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные	Колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные	Свинцово-цинковые телетермальные
Примеры структур	Центральные блоки Алейского массива	Краевые блоки Алейского массива, Лениногорский и Снегирихинский поперечные прогибы на Синюшинской геоантиклинали, Ревнюшинское поднятие		Быструшинский и Белоубинско-Маймырский геосинклинальные прогибы	

но-вулканогенные серии с преобладанием толщ и пачек осадочных пород и туффов. Среди развитых здесь вулканитов преобладают кислые породы, но развиты также породы среднего и основного состава. Такого типа породные ассоциации развиты в юго-западной части Холзунско-Сарымсактинской зоны (Ажгирей и др., 1967) и местами на крыльях Быструшинского прогиба. По фациальному составу они обычно относятся к удаленным зонам вулканической области. Охарактеризованные ассоциации пород объединяются в известковисто-терригенную базальт-андезит-липаритовую подформацию (табл. 1).

Наконец, в осевых частях прогибов, общая амплитуда погружения которых за средний девон и франкий век превышала обычно 5000 м, накапливались либо осадочно-туффовые толщи этой же формации, либо осадочные с примесью телепирокластичности толщи известковисто-терригенной формации.

Охарактеризованная региональная латеральная изменчивость фаций и формаций девонских отложений была обусловлена соответствующим размещением глубинных активизированных зон и формированием периферических коровых очагов кислой магмы преимущественно под остаточными геосинклинальными поднятиями. Основные эффузивы, присутствующие в составе контрастных осадочно-вулканогенных серий, имели, по всей вероятности, более глубинные магматические источники (Чернов, 1974).

Накопление осадочно-вулканогенных толщ базальт-липаритовой формации в Юго-Западном Алтае в целом происходило с эмского по франкий век включительно, но в разных структурах имело различную длительность. Миграция вулканизма во времени и пространстве происходила с юго-востока на северо-запад от Сарымсактинского прогиба Южного Алтая к Алейско-Рубцовскому массиву.

В начале живетского века вулканизм охватывал максимальную площадь. В середине живета в связи с проявлениями тельбесской тектонической фазы сократились прогибы и расширились поднятия, произошло внедрение значительной части субвулканических порфировых интрузий и небольших гранитоидных массивов, завершилось накопление базальт-липаритовой формации во всей Белоубинско-Южноалтайской зоне (Ажгирей и др., 1967), а также в Синюшинской и Ревнюшинской геосинклиналях. В конце живетского и во франском веке в связи с новой стадией погружения на большей части геосинклинальной системы Юго-Западного Алтая накапливались толщи аспидной формации, а кислый вулканизм продолжался только в пределах Алейско-Рубцовского массива и в Тарханско-Бородинской геосинклинали, где накапливались толщи базальт-трахилипарит-липаритовой подформации.

В начале фамена образование базальт-липаритовой формации завершается на всей описываемой территории. В фамене происходит резкое сокращение площади и сужение геосинклинальных прогибов, в которых накапливались толщи флишеидной формации. На месте Тарханско-Бородинской геосинклинали и по краям Алейского массива проявлялся андезитовый вулканизм и формировалась островная вулканическая гряда.

В течение турнейского и первой половины визейского веков в структурах Юго-Западного Алтая накапливались терригенные и карбонатные формации, а процессы магматизма почти не проявлялись.

Вторая половина визейского и большая часть намюрского веков характеризовались быстрым разрастанием поднятий, резким сокращением прогибов, общей регрессией морского бассейна, складкообразованием, развитием зон сжатия и проявлением горизонтальных движений. Это было время проявления главных фаз складчатости, завершавших собственно геосинклинальный этап развития герцинид Юго-Западного Алтая. На месте Белоубинско-Маймырского прогиба развивались небольшие

вулканогенно-тектонические впадины и грабен-синклинали, в которых формировались осадочно-вулканогенные толщи и субвулканические интрузии андезитово-базальтовой формации. В зону Иртышского глубинного разлома в это же время внедрялись серии интрузий габбро-плагиогранитовой формации. Ряд исследователей к этой стадии относит формирование в поднятиях Рудного Алтая некоторых комплексов малых порфировых интрузий.

Орогенный этап развития герцинид Юго-Западного Алтая начался с формирования моласс в среднем карбоне и характеризовался интенсивным гранитоидным магматизмом. В целом этап разделяется на раннеорогенную (позднеамурско-раннепермскую) и позднеорогенную (пермскую) стадии. Наряду с резким изменением геологических формаций и существенным изменением общего структурного плана в орогенном этапе сохранялись унаследованные связи со структурами геосинклинального этапа. Размещение мозаично-блоковых орогенных поднятий и межгорных прогибов определялось движениями по системам длительно развивавшихся продольных и поперечных разломов. Из последних в конце палеозоя интенсивно развивались субширотные разломы, которые в геосинклинальном этапе были выражены менее отчетливо.

В раннеорогенную стадию в Рудно-Алтайской зоне формировались многочисленные массивы гранитоидов Змеиногорского комплекса, обычно характеризующиеся многофазным строением и неоднородным петрографическим составом. Весь комплекс в целом относится к габбро-диорит-гранитной формации. Выделяются обособленные и, вероятно, несколько разновозрастные группы интрузивных массивов, приуроченные к различным структурным элементам и формировавшиеся во время наиболее интенсивных поднятий вмещающих их тектонических блоков. Характерно, что группы массивов часто размещались в пределах или вблизи тех блоков, которые в геосинклинальном этапе характеризовались интенсивными проявлениями вулканизма. В активно развивавшихся раннеорогенных поднятиях Рудного Алтая формировались также многочисленные серии малых интрузий порфиров-порфиритов. Пространственное совпадение в Рудном Алтае ареалов раннеорогенного и геосинклинального магматизма обусловлено, по всей вероятности, унаследованным размещением позднепалеозойских магматических очагов в тех глубинных структурах, где располагались и очаги девонского вулканизма. Характерно, что в соседних с Рудным Алтаем Белоубинско-Южно-Алтайской и Калба-Нарымской зонах раннеорогенный гранитоидный магматизм почти не проявился, и эти зоны испытывали относительно более слабые восходящие движения. В раннеорогенную стадию развивались процессы складкообразования, формирования линейных зон сжатия и расщепления и проявлялись горизонтальные движения блоков.

Позднеорогенная (пермская) стадия развития характеризовалась внедрением массивов биотитовых и аляскитовых гранитов калбинского комплекса. Основная их масса формировалась не в Рудно-Алтайской, а в соседних Калба-Нарымской и Белоубинско-Южно-Алтайской зонах, что вызывало общее изменение структурного плана, так как именно эти зоны испытывали наиболее интенсивные поднятия, а Рудно-Алтайская зона характеризовалась относительно слабым воздыманием. В перми еще более резко была выражена общая мозаично-блоковая структура территории Рудного Алтая.

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая наиболее тесно ассоциируют со средне-позднедевонскими кали-натровыми субвулканическими порфирами — производными базальт-липаритовой формации, а также с серией позднепалеозойских малых интрузий послербатолитовых порфиров-порфиритов. Часто районы распространения этих пород совпадают, и к ним также приурочены гранитоидные интрузии раннеорогенной стадии. Это обусловлено, как уже было подчеркнуто, унаследованным характером развития основных структурных элементов Рудного Алтая,

что имеет важное значение и для истории формирования полиметаллических руд. Магматические породы являются не только источником рудосодержащих растворов, они часто в условиях Рудного Алтая воздействуют на уже существовавшие скопления сульфидов, которые в связи с этим испытывают преобразования, растворяются и переотлагаются (Яковлев, Демин, 1974). Послемагматические процессы, связанные с внедрением магматических масс, обуславливали интенсивные изменения вмещающих пород, в частности, их альбитизацию и окварцевание. С этими процессами связан вынос металлов, входящих в кристаллическую решетку породообразующих минералов (Горжевский и др., 1971), и их последующее отложение в рудоконтролирующих структурах.

Наиболее ранние полиметаллические руды, вероятно, имели гидротермально-осадочное происхождение и были связаны с вулканитами эйфельского возраста. В последующее средне-позднедевонское время широкое развитие получили руды гидротермально-метасоматического происхождения, ассоциирующие с порфировыми (флюидпорфировыми) интрузиями (Яковлев, Яковлева, 1973). Наконец, орогенный этап был эпохой интенсивной регенерации и переотложения ранее образованных руд. Таким образом, следует считать справедливыми представления о полиметаллических месторождениях Рудного Алтая как о полихронных и полигенных образованиях (Смирнов, 1970).

По составу минералов, слагающих рудные тела, и по общей геологической позиции все полиметаллические месторождения Рудного Алтая, имеющие промышленное значение, близки и могут быть отнесены к единой колчеданно-полиметаллической рудной формации. Сами руды состоят главным образом из пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и барита. Однако количественные соотношения этих минералов в рудах различных месторождений резко отличны, что дает основание разделить все месторождения этой формации на пять типов: барит-полиметаллический, собственно полиметаллический, переходный к колчеданно-полиметаллическому, колчеданно-полиметаллический и медноколчеданный (Горжевский, 1970). Перечисленные типы месторождений отличаются не только количественными соотношениями рудообразующих минералов, но и рядом геологических особенностей (табл. 2), и закономерно располагаются по отношению к региональным структурам Рудного Алтая. Как вытекает из вышеизложенного, в пределах региональных структур Рудного Алтая можно выделить четыре типа зон: центральные и периферические части геосинклинальных поднятий, краевые и осевые части геосинклинальных прогибов (табл. 1).

Подавляющее большинство полиметаллических месторождений Юго-Западного Алтая (в том числе все промышленные месторождения) приурочено к базальт-липаритовой формации, образование которой продолжалось с позднего эмса по франский век. Анализ их размещения относительно крупных конседиментационных тектонических структур и геологических формаций среднедевонского — франского времени приводит к следующим выводам (рисунки).

1. Большинство крупных полиметаллических месторождений Юго-Западного Алтая пространственно связано не столько с базальт-липаритовой формацией в целом, сколько с отдельными ее разновидностями, в частности с контрастной базальт-липаритовой подформацией остаточных геосинклинальных поднятий. В известковисто-терригенной базальт-дацит-липаритовой подформации геосинклинальных прогибов крупных полиметаллических месторождений не обнаружено.

2. Все промышленные полиметаллические месторождения приурочены к периферическим частям остаточных геосинклинальных поднятий, амплитуда погружения которых за среднедевонское — франское время не превышала 3000 м, и краевым частям геосинклинальных прогибов.

Оба эти вывода нельзя рассматривать изолированно, поскольку распространение подформаций базальт-липаритовой формации не случайно,

Характерные черты различных типов полиметаллических месторождений Рудного Алтая

Таблица 2

Признаки, характеризующие месторождения	Типы месторождений				
	барит-полиметаллический	собственно полиметаллический	переходный к колчеданно-полиметаллическому	колчеданно-полиметаллический	медноколчеданный
Состав вмещающих пород	Чередование известняков и кремнистых пород	Туфы и лавы кислого состава или алевролиты и алевропелиты	Чередование алевролитов и алевропелитов с туфами кислого и среднего состава		Туфы и лавы основного и среднего состава, серицито-хлоритовые сланцы, алевролиты и аргиллиты, туфы и лавы кислого состава
Рудоконтролирующие структуры	Полости отслаивания складок, флексурные перегибы, мелкие разломы и зоны трещиноватости		Межформационные и внутрiformационные срывы и зоны расланцевания		Межформационные срывы и зоны расланцевания
Преобладающие формы рудных тел	Жилообразные тела, штокверки	Линзовидные залежи, жилообразные и трубообразные тела	Лентообразные, реже линзообразные тела		Линзообразные залежи
Главные типы околорудных изменений	Маломощные зоны слабых серицито-кварцевых изменений	Интенсивный железомagneзиальный метасоматоз	Интенсивный железомagneзиально-кальцевый метасоматоз; предрудное гипогенное выщелачивание с образованием кварцево-серицитовых метасоматитов	Интенсивное предрудное гипогенное выщелачивание с образованием кварцево-серицитовых метасоматитов	
Количественные соотношения средних содержания Pb, Zn, Cu, Ba в рудах, %	1 : 1, 5 : 0, 2 : 30	1 : 2 : 0,5 : 3	1 : 7 : 1 : 0,5	1 : 6 : 3 : 0,1	
Роль сульфидов железа (пирит, пирротин, марказит, мельниковит, халькопирит) по сравнению с суммарным количеством сфалерита и галенита	Подчиненная (Py + Cp < Sf + Ga)	Подчиненная (Py + Cp < Sf + Ga) для 80% м-ний	Равноценная (Py + Cp = Sf + Ga)	Преобладающая (Py + Cp > Sf + Ga)	Преобладающая (Py + Cp > Sf + Ga)

а подчинено тектоническому контролю. Тектонический режим в пределах остаточных геосинклинальных поднятий, представлявших собой наиболее крупные и массивные останцы континентальной коры, был наиболее благоприятен для формирования промежуточных магматических очагов, являвшихся главным источником кислого вулканического материала контрастной базальт-липаритовой подформации.

3. Закономерную связь с тектоническими структурами геосинклинального этапа развития обнаруживают не только все полиметаллические месторождения в целом, но и отдельные их группы, различающиеся по преобладанию того или иного минерала. Отчетливо проявляется закономерность, заключающаяся в том, что барит-полиметаллические и собственно полиметаллические месторождения тяготеют к участкам замедленного прогибания, амплитуда которого за среднедевонское — франское время не превышала 1500 м, а месторождения с переходным и колчеданно-полиметаллическим типом минерализации приурочены в основном к участкам умеренного (1500—3000 м) прогибания, располагавшимся по краям геосинклинальных поднятий.

4. В осевых зонах глубоких геосинклинальных прогибов среднедевонского — франского времени, а также на участках замедленного и умеренного прогибания, располагавшихся на месте силурийских — раннедевонских прогибов, в отложениях известковисто-терригенной базальт-дацит-липаритовой подформации заключены немногочисленные, как правило, мелкие месторождения и рудопроявления переходного и колчеданно-полиметаллического типов, а также свинцово-цинковой телетермальной рудной формации.

5. Месторождения Иртышской зоны смятия приурочены к узкой линейной зоне знакопеременных движений, также испытывавшей в целом за рассматриваемое время умеренное (до 3000 м) прогибание.

Литература

- Ажигрей Д. Г. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области.— В кн.: Геология СССР, т. 41, Восточный Казахстан, ч. 1, Геологическое описание, М., «Недра», 1967.
- Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 1.
- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Горжевский Д. И., Королев Г. Г., Крейтер М. В. О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля.— В кн.: I Международный геохимический конгресс т. II. Гидротермальные процессы, М., 1973.
- Козлов М. С., Клемина Л. Н., Подковырин Г. В., Давыдов Ф. Г. Первые находки фауны силура и нижнего девона на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6.
- Кочетков И. А., Розенфарб И. А. Схема тектонического строения северо-западной части Рудного Алтая по геофизическим съемкам. Методы разведочной геофизики, вып. 12. М., «Недра», 1971.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения. М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геология рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Стучевский Н. И., Шуликов С. С., Назаров Г. В. Стратиграфия девона Иртышской зоны смятия.— В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая, М., «Наука», 1974.
- Яковлев Г. Ф., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность рудноалтайских полиметаллических месторождений.— В кн.: Тезисы докладов на Варненском симпозиуме. София, 1974.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюиднопорфиоровые комплексы юго-западного Алтая.— Вестн. МГУ. Сер. Геол., 1973, № 2.

УДК 551.24+552.311 (571.5)

Р. Б. УМИТБАЕВ

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Рассмотрены все известные в Северном Приохотье выходы гипербазитов, дана их краткая характеристика, приведены химические анализы, в том числе 8 новых. Показана приуроченность пластинообразных габбро-гипербазитовых тел к крупным субширотным и северо-восточным надвигам, а штоков — к поперечным по отношению к ним сбросо-сдвигам. Первые из этих разломов трактуются как древние сейсмофокальные зоны, а вторые — как трансформные разломы. Гипербазиты выделенных групп отличаются по химизму.

Вопросы генезиса и места гипербазитовых комплексов в тектонических структурах, особенно в связи с новыми тектоническими концепциями, — предмет острых дискуссий, и по этой причине всякие новые сведения о них представляют большой интерес. Северное Приохотье до последнего времени считалось территорией, для которой гипербазиты не характерны, и отдельные находки их не привлекали внимания.

Изучение ряда зон глубинных разломов данного района и анализ имеющихся геологических и геофизических данных показали, что наличие гипербазитовых тел в этих зонах является их важной особенностью (рис. 1).

В настоящее время в районе известно 6 выходов гипербазитов; по геофизическим данным наличие габбро-гипербазитовых тел предполагается в акватории Охотского моря, к югу от полуостровов Кони и Пягина (Беляев, 1970).

Особенно большое значение мы придаем обнаруженным нами гипербазитам на м. Иретьском, где они залегают среди габбро-амфиболитов, амфиболитов и зеленых сланцев. Выходы этих пород приурочены к Челомджа-Ямскому глубинному разлому (Измайлов, Юдин, 1966), который представляет собой крупный структурный шов шириной 25—30 км, разграничивающий Тауйскую неокомовую существенно базальтовую и Хасынскую альб-сеноманскую преимущественно андезит-игнибритовую вулканические дуги Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Вельдяксов и др., 1974). На левобережье р. Тауя и в районе м. Иретьского неокомовые вулканы и породы фундамента вулканогенного пояса в полосе шириной до 15—20 км развальцованы и превращены в зеленые сланцы, гнейсы и амфиболиты. Плоскости кристаллизационной сланцеватости этих пород наклонены на север под углами от 15 до 80—90° при наиболее обычных углах наклона около 45°, что дает основание сделать вывод о таком же наклоне Челомджа-Ямской зоны разломов в целом.

Фрагмент этой зоны изучен в сплошных коренных обнажениях на м. Иретьском, где неизмененные гипербазиты и слабоизмененные габбро залегают среди полосчатых амфиболитов и габбро-амфиболитов и обычно отделены от последних согласными и секущими телами blastsмилолитов. Протяженность обнажений около 3 км.

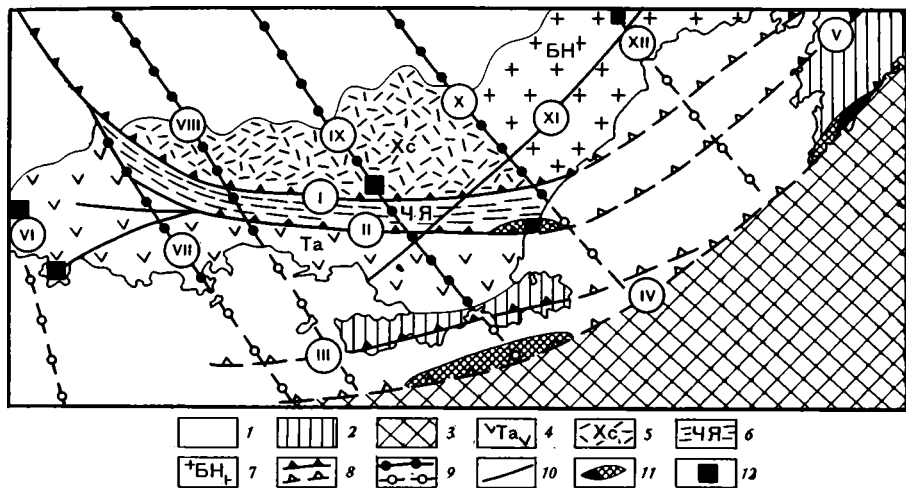


Рис. 1. Положение гипербазитов в структурах Северного Приохотья
 1 и 2 — области мезозойской складчатости: 1 — Яно-Колымская многогеосинклинальная, 2 — Кони-Тайгоносская «промежуточного» (по В. Е. Ханну и др., 1973) типа; 3 — Корьякско-Камчатская кайнозойская эвгеосинклинальная область; 4–7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 4–6 — структуры Кава-Ямского вулканогенного прогиба: 4 — Тауйская неокомовая континентальная вулканическая дуга; 5 — Хасынская альбсеноманская континентальная вулканическая дуга; 6 — Челомджа-Ямская шовная зона; 7 — Буюндино-Наяханское плутогенное поднятие; 8–10 — глубинные разломы: 8 — надвигового типа, установленные и предполагаемые; 9 — вертикальные, сбросо-сдвигового характера, установленные и предполагаемые; 10 — неясной ориентировки и кинематики; 11 — крупные пластинчатые габбро-гипербазитовые комплексы, установленные и предполагаемые по геофизическим данным; 12 — отдельные штоки и другие мелкие выходы гипербазитов. Названия главных глубинных разломов: I — Хасыно-Халканский, II — Челомджа-Ямский, III — Кони-Пьягинский, IV — Южно-Тайгоносский, V — Пылгинский, VI — Асиберганский, VII — Инья-Кавинский, VIII — Восточно-Охотский, IX — Чай-Юрьинский, X — Дебинский — Умарский), XI — Ольско-Гармандинский, XII — Омсукчанский

Р. П. Петров, впервые посетивший м. Иретьский, принял слагающие его породы за докембрийские метаморфические образования. Позднее Е. Г. Песков (1973), а вслед за ним В. Н. Юдина (1974), высказали предположение о дифференциационной природе полосчатости габбро и ультраосновных пород м. Иретьского, что, как будет показано ниже, в целом противоречит имеющимся данным. Тем не менее не исключено, что первоначально перидотитовое или габбро-перидотитовое тело обладало некоторыми элементами стратификации, о чем свидетельствует спорадическое развитие в его составе собственно гипербазитов.

Измененные габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты и кристаллические сланцы в обнажении образуют серию «пачек» мощностью от сантиметров до десятков метров (рис. 2), которые наклонены на север под углами от 15–20 до 90°, причем углы наклона закономерно возрастают в южном направлении. Эта «моноклираль» местами осложнена мелкими складками и пльчатостью, иногда изоклиальной формы. Судя по поведению микроскладчатости, можно говорить об относительном перемещении южного (лежащего) блока в северном направлении.

Таким образом, Челомджа-Ямский глубинный разлом представляет собой крутой (около 45°) надвиг. Важно подчеркнуть, что примерно в 100 км к югу параллельно ему протягивается Кони-Пьягинский надвиг (рис. 1), детально изученный и прослеженный по простиранию почти на 100 км автором совместно с О. В. Бабайцевым.

Гипербазиты обнаружены на м. Иретьском в трех точках. В 1,5 км от южной оконечности м. Иретьского, в обрывах его восточного берега, они представлены плагиоклазовыми перидотитами (таблица), которые



Рис. 2. Полосчатые габбро-амфиболиты, амфиболиты и бластомилонитовые сланцы м. Иретьского. Фото Е. Г. Пескова



Рис. 3. Серпентинит. Обр. 56, увеличение 10, николи+

слагают вертикальный тектонический блок шириной 30—40 м, отделенный от полосчатых меланократовых габбро-амфиболитов «пачками» бластомилонитовых сланцев. Полосчатость в габбро-амфиболитах наклонена на север под углом 30° и, таким образом, блок плагиоклазовых перидотитов занимает по отношению к общей ориентировке зоны динамотермального метаморфизма резко дискордантное положение.

Плагиоклазовые перидотиты состоят преимущественно из хризолита и энстатита, присутствующих примерно в равных объемах, а также 5—7% битовнита (№ 75—78) и вторичных минералов: амфибола, пренита, антигорита и карбоната. Акцессорные минералы — зеленая шпинель, гидрогранат и магнетит.

Состав гипербазитов и габбро Северного Приохотья

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,24	41,38	42,34	44,18	44,50	45,26	49,94	42,30	44,30	43,68	41,90	42,68	43,02	44,80	39,54	43,30	43,92	41,44
TiO ₂	0,38	0,40	0,40	0,20	0,30	0,38	0,50	0,52	0,75	0,65	0,08	0,12	0,21	0,21	0,90	0,90	0,90	1,17
Al ₂ O ₃	12,20	23,45	19,21	22,39	17,23	15,72	17,22	9,94	9,54	9,90	29,07	20,40	11,05	9,47	10,07	9,05	9,92	7,67
Fe ₂ O ₃		3,12	5,28	2,28	3,18	3,97	4,04	6,27	6,19	7,37	2,51	1,79	2,16	0,65	5,27	11,25	1,09	2,77
FeO		3,12	5,09	3,85	3,40	5,68	5,67	7,96	10,17	5,39	2,43	2,24	5,96	5,82	19,35	0,82	8,36	8,45
FeO+Fe ₂ O ₃	11,94																	
MnO	—	0,11	0,11	0,09	0,09	0,12	0,20	0,18	0,31	0,26	0,08	0,10	0,14	0,15	0,48	0,16	0,18	1,10
MgO	19,64	7,72	10,46	8,28	10,96	11,69	9,04	22,14	15,60	23,07	4,33	7,02	19,20	20,48	4,80	20,35	19,44	22,24
CaO	8,48	12,62	13,24	15,42	17,08	14,32	9,73	7,06	8,42	4,65	15,16	18,83	12,16	14,96	14,40	10,81	11,78	9,09
K ₂ O	0,14	не обн.	0,38	0,12	0,12	сл.	0,26	0,12	0,12	0,10	0,03	0,42	0,10	0,03	0,67	0,91	0,34	0,66
Na ₂ O	0,83	0,90	0,75	1,00	0,50	0,58	1,70	0,50	0,40	0,40	1,03	0,56	0,58	0,52	0,67	0,97	1,04	1,21
P ₂ O ₅	0,02	0,13	0,14	0,13	0,12	0,01	0,14	0,18	0,18	0,16	0,03	0,01	не обн.	0,03	0,24	0,14	0,14	0,78
S общ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,76	—	0,48	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—	0,20	0,37	0,52	0,46	0,16	0,12	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	1,95	—	—	—	4,40	—	4,99	0,44	1,91	1,88	1,42	2,24	—
Сумма	99,99	100,17	100,20	100,36	100,38	99,93	100,00	100,15	99,64	100,33	99,95	99,93	99,98	99,65	100,25	100,08	100,40	99,95
П. п. п.	2,12	4,74	2,80	2,42	2,90	1,50	1,56	3,38	3,66	—	2,90	—	—	—	3,59	1,53	1,52	—

Примечание. Номера анализов в таблице соответствуют следующим породам: 1 — плагиоклазовый перидотит (обр. 4/5), 2 и 3 — серпентинизированные плагиоклазовые перидотиты (обр. 5/6 и 5/2), 4 и 5 — габбро-перидотиты (обр. 5/4 и 6/12), 6 и 7 — габбро (обр. из кол. В. Н. Юдиной и 76), 8 и 9 — горблендиты (обр. 4у и 4н), 10 — роговообманковый перидотит (обр. 333а, кол. Е. Г. Пескова), 11—14 — «парагабброиды», по Г. В. Пинусу, В. В. Велинскому и др. (обр. 111, 317в, 155 и 560), 15—17 — пикриты (обр. 284/9, 7, 8, кол. Е. Н. Анциферова, В. Б. Фефелова и др.), 18 — роговообманковый перидотит (обр. 195, кол. М. В. Богдановой и В. Т. Матвеевко). В этой породе суммарное количество $SO_3 + Cl + Cr_2O_3 + NiO + BaO + ZrO_2 + CO_2 + V_2O_5 = 0,82$. Анализы 1—5, 7—9 из кол. автора и О. В. Бабайцева, 1974 г. Анализ 1 выполнен на квантометре СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (аналитик В. Я. Барходоев), а остальные — в химлаборатории ВНИИ-1 (аналитик Г. Ф. Филимонова)

В 1,2 км от южной оконечности мыса, также на восточном его берегу, в полосчатых габбро-амфиболитах обнаружены неправильные линзовидные обособления оливиновых пироксенитов длиной до 1 м и мощностью 10—30 см. Эти обособления расположены поперек полосчатости габбро-амфиболитов, причем сами они полосчатостью не затронуты. Породы на 90% состоят из гиперстена, в котором заключены каплевидные и округлые выделения хризолита или гялосидерита и кристаллики магнетита. По трещинкам в гиперстене развиваются пренит и хлорит.

В обрывах на западном берегу мыса, примерно в 0,6 и 1,5 км от его южной оконечности, среди габбро-амфиболитов обнаружены согласные пачки пород, состоящие на 70% из серпентина, а также из хлорита, карбонатов и мелкозернистого соссюритоподобного агрегата (рис. 3). Мощность этих пачек десятки метров; соотношения с габбро-амфиболитами не ясны. Можно предположить, что эти породы сформировались за счет плагиоклазовых перидотитов (таблица, 2, 3).

Наиболее измененные габбро м. Иретьского представлены соссюритизированными и амфиболизированными пироксеновыми и оливин-пироксеновыми разностями (таблица, 6, 7). Они образуют два тектонических блока, а также три согласных «пласта» мощностью 20—50 м среди меланократовых полосчатых габбро-амфиболитов и амфиболитов. Переходы от габбро к габбро-амфиболитам в одних случаях постепенные, а в других — резкие, обусловленные приуроченностью к зонам их контактов бластомилонитов.

Породы, выделенные в группу измененных габбро-перидотитов (таблица, 4, 5), залегают среди меланократовых габбро-амфиболитов. Они состоят из продуктов замещения темноцветных минералов и плагиоклаза: серпентина, хлорита, соссюрита и др., а также зеленой шпинели, присутствующей в количестве до 5—7%, магнетита и сульфидов. Взаимоотношения их с габбро и габбро-амфиболитами не ясны.

Габбро-амфиболиты и габбро вмещают линзообразные тела крупнокристаллических горнблендитов мощностью до 15—20 см, иногда будинированных и превращенных в актинолитовые сланцы. Породы состоят из роговой обманки и небольшого количества брусита, пренита и шпинели (таблица, 8, 9).

Особенности химизма плагиоклазовых перидотитов, серпентинитов, габбро-перидотитов и габбро свидетельствуют о принадлежности этих пород к единой ассоциации, характеризующейся очень высокой глиноземистостью, повышенными содержаниями кальция и относительно низкой магнезиальностью. По химическому составу плагиоклазовые перидотиты и габбро-перидотиты наиболее близки эклогитам (Заварицкий, 1961), отличаясь от них преимущественно более низкими содержаниями кремнезема.

Сходные с вышеописанными «псевдополосчатые» породы детально изучены в Корякском нагорье Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и др. (1973) и отнесены ими к «парагабброидам», сформировавшимся по гипербазитам в результате воздействия на них более поздних интрузий габбро. Типоморфными чертами «парагабброидов», отличающими их от ортопород той же группы, по мнению указанных исследователей, являются: «...приуроченность к периферическим частям слабоэродированных габброидных тел, интродуцирующих массивы альпинотипных гипербазитов; резко изменчивый количественно-минеральный состав; преобладание неравномернозернистых структур и преимущественно такситовых (полосчатых) текстур; преобладание аллотриоморфнозернистых и гранобластовых микроструктур; значительное распространение разностей с интенсивно развитой келифитовой микроструктурой; существенно оливин-плагиоклазовый и клинопироксен-оливин-плагиоклазовый состав; частое присутствие акцессорной хромшпинели и сульфидов; повышенная эпигенетическая измененность плагиоклаза и других минералов»

(стр. 120). Кроме того, породы характеризуются иногда резко повышенной глиноземистостью и содержанием кальция и низкой магниальностью (таблица, 11—14).

Практически все эти признаки характерны для габбро-перидотитового комплекса м. Иретьского, что позволяет считать возможным образование слагающих его пород за счет альпинотипных гипербазитов, претерпевших метасоматические превращения. Это допущение тем более вероятно, что в Корякском нагорье «парагабброиды» пока известны только в ассоциации с альпинотипными гипербазитами.

Очень интересным является вопрос о природе высокой глиноземистости как «парагабброидов» Корякии, так и пород м. Иретьского. В первом случае объяснение ее не дано, а во втором — она хотя и может быть отчасти объяснена повышенными количествами в плагиоклазовых перидотитах и габбро-перидотитах шпинели и гидрограната, но эти минералы не обеспечивают весь избыток глинозема.

Хотелось бы обратить внимание на обособления среднезернистых оливиновых пироксенитов, слагающих упоминавшиеся выше линзообразные тела среди полосчатых габбро-амфиболитов. Скорее всего они сформировались в процессе динамотермальных преобразований габбро-перидотитов в условиях сверхвысоких давлений и температур. По-видимому, рассмотренный факт в известной мере может свидетельствовать в пользу представлений В. Мурхауза (1963) о возможности отделения оливинпироксеновой составляющей из габброидной магмы, если она в момент кристаллизации испытывала стрессовые давления.

Нами не рассмотрены те преобразования в габбро-перидотит-амфиболитовом комплексе м. Иретьского, которые обусловлены контактовым и метасоматическим воздействием интрузий раннемеловых гранодиоритов, ибо этот вопрос выходит за рамки настоящей статьи.

Возможное западное продолжение зоны Челомджа-Ямского разлома фиксирует выход роговообманковых перидотитов в ассоциации с бластомионитовыми сланцами, выявленный Е. Г. Песковым в низовьях р. Ини. Б. М. Чиков (1970) приводит такой состав этих пород: роговая обманка (35%), ромбический пироксен (20%), оливин (10%), тальк (20%), а также клинохлор и серпентин (15%). По химизму эти образования (таблица, 10) близки горблендитам м. Иретьского (таблица, 8).

Крупный пояс гипербазитов изучен Г. Е. Некрасовым (1972) на п-ове Тайгонос. По его данным, он приурочен к зоне Южно-Тайгоносского надвига, круто наклоненного на северо-запад. В пределах пояса установлены массивные и грубослоистые аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, залегающие в основании кремнисто-спилито-диабазовой формации (волжский ярус — берриас) и слагающие согласные тектонические пластины мощностью от десятков метров до первых километров и протяженностью до десятков километров. Гипсометрически выше гипербазитов нередко находятся сосюритизированные и амфиболизированные пироксеновые габбро, которые совместно с кремнисто-вулканогенной толщей иногда претерпели динамотермальный метаморфизм, преимущественно зеленосланцевый, иногда глаукофан-зеленосланцевый. В гипербазитах отмечены согласные пачки терригенных пород и линзы эколлитов и эколлитовых амфиболитов. Возраст эколлитов — 183 млн. лет (калий-аргоновый метод). Обломки гипербазитов содержатся в берриас-валанжинской олистосгrome.

Во всех других пунктах Северного Приохотья гипербазиты слагают небольшие тела в одних случаях явно интрузивного, а в других — неясного происхождения.

В бассейнах ручьев Тальничного и Купольного (бассейн Дондычана, правого притока р. Ямы) Е. Н. Анциферовым, В. Б. Фефеловым и др. (1971) закартировано дайкообразное тело пикритов (таблица, 15—17) размерами 3,5·1 км², залегающее среди осадочных пород норийско-рэт-

ского (?) возраста, которое прорвано позднемеловыми гранитоидами. Пикриты состоят из моноклинного пироксена (80—90%), магнетита, пирротина и пирита (12—15%), плагиоклаза (3—5%) и единичных зерен шпинели, апатита и сфена. Породы имеют средне- и крупнозернистое обычно порфировидное сложение. В эндоконтактной зоне они иногда сменяются меланократовыми пироксеновыми габбро-порфирами и стекловатыми породами типа базальтов.

В бассейне р. Вилиги М. В. Богдаева и В. Т. Матвеевко (1958) описали изометричное штокообразное тело роговообманковых перидотитов, залегающее среди интенсивно дислоцированных верхнетриасовых пород и условно отнесенное к позднему мелу. Оно приурочено к Омсукчанской зоне глубинных разломов, причем на северном продолжении этой зоны известно еще несколько мелких выходов перидотитов и пироксенитов.

Роговообманковые перидотиты (таблица, 18) сложены обыкновенной роговой обманкой (45,6%), хризолитом (29,9%), пироксеном из группы диопсида.— геденбергита (8,9%), биотитом (7,1%), плагиоклазом (5,6%), апатитом и рудными минералами (менее 1%).

Небольшой выход гарцбургитов (65% оливина и 35% пироксена) установлен К. Т. Злобиным на восточном побережье зал. Ушки, где они ассоциируют с габбро, залегающими в виде ксенолита в меловых гранодиоритах.

Таким образом, гипербазиты Северного Приохотья представлены широкой гаммой пород: пироксенитами, перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами, пикритами, горблендитами, серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Степень их изученности нельзя признать удовлетворительной.

Среди них можно выделить две группы:

1. **Пластинообразные габбро-гипербазитовые комплексы**, приуроченные к протяженным зонам наклоненных в северных румбах **надвигов** (рис. 1), сопровождающихся интенсивным динамотермальным метаморфизмом. В строении этих комплексов участвуют либо типичные альпинотипные гипербазиты (п-ов Тайгонос), либо сформировавшиеся скорее всего по ним сложные «псевдополосчатые» габбро-гипербазитовые комплексы (м. Иретьский, возможно, р. Иня), обычно отличающиеся повышенной глиноземистостью и очень низкими содержаниями K_2O (около 0,1%).

2. **Штокообразные и трещинные тела пикритов и роговообманковых перидотитов**, приуроченные к **поперечным** по отношению к надвигам разломам. Помимо структурного положения и иногда «гипабиссального» облика (околоконтактная оторочка тела пикритов), а также и явно интрузивного залегания, эти гипербазиты отличаются от пород первой группы меньшей («нормальной») глиноземистостью и большими количествами K_2O (0,3—0,9%). Кроме того, среди аксессуарных минералов в них присутствует апатит, а иногда и сфен, совершенно нехарактерные для альпинотипных гипербазитов.

Положение надвигов вдоль границ разных по природе геотектонических областей (рис. 1), наклон разломов в сторону мезозойского палеоконтинента, переменное проявление в них условий сжатия (бластомониты, местами с глаукофаном) и растяжения (базальтовый вулканизм), присутствие ультрабазитов, а также ряд других признаков позволяют видеть в этих структурах своеобразные аналоги современных сейсмофокальных зон. Скорее всего формирование их вызвано теми же геотектоническими процессами, которые были характерны для поздне-мезозойского и кайнозойского этапов развития Анадырско-Камчатской эвгеосинклинали и привели к интенсивному надвигообразованию (Александров, и др., 1975). Не исключено, что габбро-гипербазитовые комплексы в них являются клиньями меланократового фундамента древней океанической коры, претерпевшими более поздние метасоматические и

динамотермальные преобразования. Особенно убедительным такое допущение представляется для п-ова Тайгонос (Некрасов, 1972).

Процессы попеременного сжатия и растяжения, характеризовавшие развитие предполагаемых сейсмофокальных зон, захватили также и континентальный блок на удалении более 100 км к северу от них, что подтверждается широким развитием параллельных им надвигов (Вознесенский, Манафов, 1971; данные В. Б. Фефелова и др.).

Поперечные разломы являются важнейшими структурными элементами мезозойд Северо-Востока СССР. Наиболее крупными их представителями в Северном Приохотье служат Асиберганский, Иня-Кавинский, Восточно-Охотский, Чай-Юрьинский, Дебинский (Умарский) и Омсукчанский разломы. По кинематике все они скорее всего представляют собой крутые сдвиги или сбросо-сдвиги; наличие горизонтальной составляющей перемещения по Омсукчанскому разлому, в частности, достаточно убедительно показано В. К. Политовым (1972).

Если рассмотренные надвиги действительно являются древними сейсмофокальными зонами, то, естественно, поперечные разломы правомерно трактовать как трансформные. Поскольку развитие обоих типов разломов должно было протекать одновременно, а вышеуказанные поперечные сбросо-сдвиги имеют по крайней мере позднепалеозойский возраст, логично допустить, что ранние этапы развития надвигов также могут быть датированы этим временем.

Вопросы возраста гипербазитов обоих групп не ясны. На п-ове Тайгонос альпинотипные гипербазиты, возможно, являющиеся пластинами древней коры океана, явно доберриас-валанжинские (обломки в олистостреме). Пикриты и роговообманковые перидотиты прорывают поздне-триасовые толщи и сами секутся интрузиями меловых гранитоидов. Скорее всего время их внедрения отвечает ранним этапам развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, т. е. началу мела.

Литература

- Александров А. А., Богданов Н. А., Бялобжеский С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, № 5, 1975.
- Белая И. В. Основные геологические результаты геофизических работ.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Богданова М. В., Матвеев В. Т. Амфиболовый перидотит из бассейна р. Вилиги (побережье Охотского моря).— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 13. Магадан, 1958.
- Вельдяков Ф. Ф., Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б. Роль фундамента континентальных вулканогенных поясов в эволюции вулканотектонических структур (на примере Охотско-Чукотского пояса).— В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Вознесенский С. Д., Манафов Н. Г. Надвиговый тип разрывов в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Верхояно-Колымской складчатой системы (на примере Арманского надвига). В сб.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Измайлов Л. И., Юдин С. С. Челомджа-Ямский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, т. 106, № 5, 1966.
- Мурхауз В. Практическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 318.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм п-ова Тайгонос и северо-западной Камчатки.— Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Песков Е. Г. Мотыклейский раннемеловой вулкан.— В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Политов В. К. Тектоническое развитие Балыгычано-Сугойского прогиба. В сб.: Локальн. прогнозир. в рудн. районах Востока СССР. «Наука», 1972.
- Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит».— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10.
- Чиков Б. М.— Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука», 1970.

УДК 551.243

Н. Н. БОЛТЫШЕВ

**ОБ ОДНОЙ МАЛОИЗУЧЕННОЙ ОСОБЕННОСТИ ЗОН
ЛОКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ**

Рассматриваются вероятные геологические причины приуроченности к зонам тектонических разрывов мест смятия обсадных колонн в скважинах. Оценивается роль мобильности таких зон, неодинаковой степени тектонической напряженности разных структурных блоков и ряда других факторов. Указываются подобные случаи для ряда нефтегазоносных районов. Для дальнейших исследований предлагается создание натурных полигонов и использование специально оборудованных наблюдательных скважин.

Изучение зон локальных тектонических разрывов, представляющих собой различной сложности зоны брекчирования, милонитизации, перемiatости и т. п. дислоцированности пород между смежными тектоническими блоками, является одной из важных геологических задач. Большое практическое значение она имеет, в частности, в районах проведения различных горнопроходческих, в том числе буровых работ. Достаточно полная информация о таких зонах и ее полноценный учет во многом определяют успешность проходки через них. Однако многие особенности различных морфолого-генетических типов разрывов остаются малоизученными. Особенно это относится, например, к способности тектонических разрывов проявлять себя разнообразными осложнениями в сооружаемых или законченных горных выработках (в том числе и в буровых скважинах).

При проведении горных выработок в различных угленосных и рудосных районах, при сооружении тоннелей и т. д. известно немало различных аварийных случаев, связанных с пересечением зон тектонических разрывов как в ходе проходческих работ, так и при последующей эксплуатации этих выработок — осыпи и обвалы пород, нарушения крепи и т. д. (Авершин, 1947; Алферов, 1964; Бахурин, 1946; Лукьянов, 1963 и т. д.). Встречаются подобные осложнения и в практике бурения в нефтегазоносных районах при прохождении таких дислокаций (Болтышев, 1963 и др.). Известно также явление смятия обсадных колонн в скважинах в интервалах тектонических разрывов. При всестороннем выяснении его причин, имеющем очень большое практическое значение, кроме технических факторов, очевидно, должны учитываться и конкретные геологические факторы, прямо или косвенно способствующие деформации.

Одним из таких важнейших геологических факторов является наличие зон активизированных тектонических разрывов (АТР) в разрезах, вскрываемых скважинами. По таким зонам разрывов продолжается или неоднократно возобновляется смещение тектонических блоков в ходе дальнейшего структурного развития. Признано, что смещения по разрывам могут быть как плавными, так и импульсными (Белоусов, 1962; Гзовский, 1975; Казимиров, 1974, и др.), и что вдоль разрывных дислокаций даже после прекращения подвижек еще длительное время продолжают действовать значительные касательные напряжения, а горные по-

роды, несмотря на релаксацию напряжений, способны сохранять часть накопленной упругой энергии. К числу существенных для рассматриваемого вопроса геологических факторов следует, видимо, отнести также неодинаковую степень тектонической напряженности различных структурных блоков и изменение энергетического уровня геодинамических полей во времени как до, так и после смещения по разрывам, и как следствие всего этого — нестабильность горного давления в различных частях структур. Неоднородность поля упругих напряжений Земли доказана, в частности, при изучении сейсмоактивности различных районов (Балакина и др., 1967). Однако изучены все эти аспекты пока недостаточно. Методические подходы к ним различных исследователей неодинаковы, а непосредственные измерения напряжений в недрах производились до сравнительно небольших глубин (Булин, 1973; Гзовский, 1975; Ларионов, 1975 и др.). Вопросы же смятия обсадных колонн скважин в нефтегазоносных районах в интервалах пересечения упоминавшихся зон АТР (как и сами эти зоны) остаются пока вообще малоизученными. В последние годы эта проблема приобретает особую актуальность в связи с ростом объемов буровых работ, увеличением глубин и стоимости бурящихся скважин. Такого рода осложнения отмечались в различных странах. Например, в США в Калифорнии хорошо известны случаи изгибания и нарушения обсадных колонн нефтяных скважин в интервалах пересечения надвиговых разрывов из-за смещения тектонических блоков (Белоусов, 1962).

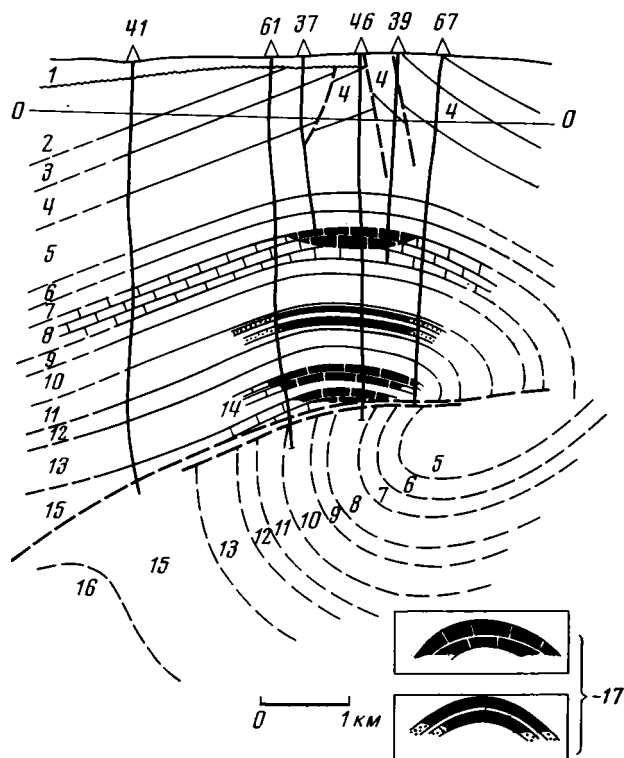
Аналогичные явления были отмечены и в ряде районов СССР. Приуроченность ряда случаев смятия обсадных колонн к зонам тектонических нарушений установлена в Азербайджане (Гасан-Джалалова, 1971). Известны подобные факты на Северном Кавказе. В качестве одного из интересных примеров такого рода можно привести смятие обсадной колонны в Терско-Сунженской нефтегазоносной области на Заманкульском нефтяном месторождении в поисковой скважине № 46, бурившейся с целью выяснения нефтеносности юрских отложений.

Заманкульская площадь расположена на западном окончании Сунженской антиклинальной зоны в пределах выделенной в 1951 г. П. П. Забаринским Датыхско-Ахловской зоны разломов. К указанной разломной зоне приурочены эпицентры ряда современных землетрясений, в том числе и на Заманкульской площади (что непосредственно свидетельствует о тектонической активности ее недр). В пределах этой площади сейсморазведкой и бурением выявлена складка, осложненная значительным надвигом. Смещение надвинутой части по этому разрыву оказалось более 2 км. Мощность собственно разрывной зоны — интервала брекчирования и перематости — достигает нескольких десятков метров.

Скважина № 46, пробуренная до глубины 4242 м, прошла в присводовой части разрез с частичным вскрытием верхнеюрских отложений, затем пересекла зону надвигового разрыва в интервале 3974—4031 м и под нею — значительную часть верхнемелового разреза в обратной последовательности (рисунок). По окончании бурения скважины последняя обсадная колонна была спущена и зацементирована до глубины 4230 м. С октября 1964 г. по октябрь 1965 г. проводился цикл работ по опробованию в открытом стволе верхнемеловых отложений в поднадвиговой части в интервале 4230—4242 м. После спуска сетки работы по опробованию были продолжены. За все время освоения скважины помимо нескольких кислотных обработок 27 раз применялся метод создания переменных давлений. Обнаруженное в ноябре 1965 г. нарушение обсадной колонны в интервале 4010—4020 м вынудило отказаться от освоения поднадвигового интервала. Именно этот интервал деформации колонны приурочен к упоминавшейся разрывной зоне. Примечательно, что пересечение зоны надвигового разрыва скважиной № 46 сопровождалось изменением азимута ствола на 26° с одновременным заметным умень-

шением угла искривления в зоне разрыва до 3° . После пересечения разрывной зоны искривление ствола снова увеличилось, достигнув 20° С.

На Заманкульской площади в результате проходки ряда поисковых и разведочных скважин, бурившихся для изучения нефтегазоносности структуры, были выявлены кроме надвигового разрыва также малоамплитудные локальные разрывы взбросового типа с большими углами падения. Они приурочены к сводовой дислоцированной части складки, представляющей собой зону нагнетания пластичных майкопских пород.



Геологический профиль через скважины 41—46—47 Заманкульского нефтяного месторождения

1 — акчагыльский ярус, 2 — сарматский ярус и конкский горизонт, 3 — караганский горизонт, 4 — чокракский и тарханский горизонты, 5—6 — верхне- и нижнемайкопская подсвиты, 7 — эоценовые отложения, 8 — верхнемеловой отдел, 9 — альбский ярус, 10 — аптский ярус, 11 — барремский ярус, 12 — готеривский ярус, 13 — валанжинский и берриасский ярусы с нефтяной залежью (14), 15 — верхнеюрские отложения, 16 — среднеюрские отложения, 17 — нефтяные залежи

В этих интенсивно дислоцированных интервалах в некоторых скважинах также отмечались явления смятия обсадных колонн (например, в упомянутой Майкопской зоне нагнетания и увеличения мощности — в скважине № 73, в такой же зоне, но осложненной тектоническим разрывом — в скважине № 70). Случаи приуроченности мест нарушения обсадных колонн к интервалам пересечения скважинами зон сочленения разных тектонических блоков по разрывам известны и на некоторых других площадях Восточного Предкавказья (например, на Старогрозненской площади в скважине № 9/413). Число таких примеров можно было бы увеличить.

Причина смятия обсадных колонн в местах пересечения скважинами тектонических разрывов при тектонической активизации очевидна — это смещение смежных тектонических блоков. Но возникновению деформа-

ций крепления скважин могут способствовать и различные технические факторы: частые и значительные снижения давлений в скважинах, повышенный износ обсадных колонн в интервалах изменения азимута и угла искривления стволов скважин при пересечении разрывов из-за спуско-подъемных операций и т. д. Немалое количество смятий обсадных колонн бывает обусловлено, конечно, и другими причинами, не имеющими отношения к приуроченности к интервалам тектонических разрывов. Очевидно, однако, что в каждом конкретном случае изучения таких явлений должна тщательно анализироваться и геологическая обстановка, в которой они произошли, что, к сожалению, не всегда делается.

Для успешного решения проблем проходки скважин в оптимальных геологических условиях и разработки прочных конструкций скважин, рассчитанных на определенный период службы, следует с максимальной полнотой учитывать и соответствующие геологические аспекты, в том числе существование зон АТР, скорость подвижек по ним и специфику проявления горного давления в таких интервалах. В связи с этим представляется целесообразной организация специальных комплексных геолого-геофизических и технических исследований в тех нефтегазоносных районах, где наиболее часты смятия обсадных колонн в местах пересечения тектонических разрывов. Важнейшей частью программы таких работ, очевидно, явилось бы изучение напряженного состояния горных пород в глубинных условиях по определенным методикам, исследование относительных смещений тектонических блоков на намеченных полигонах с созданием сети постоянных реперов с необходимым структурным охватом. Длительность, точность и количество наблюдений при этом должны быть достаточными для получения надежной информации.

Весьма важные сведения о характере напряженного состояния горных пород в таких районах могли бы дать специальные наблюдательные скважины, оборудованные должным образом и обеспечивающие наблюдение в интервалах вскрытых разрезов выше разрывов, в пределах самих разрывных зон и под ними. В тех же скважинах не менее интересные результаты принесли бы систематические наблюдения за распределением и возможными изменениями напряжений по глубине и во времени, испытываемых системой крепления скважин (и, в частности, обсадными колоннами). В нефтегазоносных районах необходимые для наблюдений скважины могли бы быть выбраны и приспособлены из числа тех, которые выполнили свое первоначальное назначение (например, намечаемых к ликвидации и т. д.).

А. В. Пейве, П. Н. Кропоткин (1973), М. В. Гзовский с соавторами (1973) и некоторые другие исследователи уже обращали внимание на чрезвычайно важное значение измерения напряжений в горных выработках и изучения тектонических полей напряжения для решения многих задач геотектоники и сейсмологии. Проведение подобных исследований во всех случаях помимо решения задач прикладного геолого-технического назначения дало бы ценнейшую информацию геотектонического характера (об активности тектонических разрывов разных типов в конкретных районах, об особенностях современного тектонического режима, о специфике развития напряженных геодинамических зон и т. д.), способствовало бы более полному изучению проблемы пространственно-временной неустойчивости горного давления и условий развития землетрясений.

Литература

- Авершин С. Г. Сдвигание горных пород при подземных разработках. М., Углетехиздат, 1947.
Алферов О. С. К вопросу о взаимосвязи между тектоникой и интенсивностью выдавливания горных пород в подземные выработки.— В сб.: Сборник материалов по вопросам горного дела. Харьков, изд. Харьковского ун-та, 1964.

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И.* Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 6.
- Бахурин И. М.* Сдвижение горных пород под влиянием горных разработок. М., Гостоптехиздат, 1946.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Болтышев Н. Н.* Осложнения в процессе бурения, возникающие при вскрытии зон тектонических разрывов газонефтеносных структур.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Северного Кавказа. Тр. Грозненского нефтяного н.-и. ин-та. М., Гостоптехиздат, 1963, вып. XIV.
- Булин Н. К.* Некоторые выводы из анализа измерений естественных напряжений в подземных горных выработках.— В сб.: Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., «Наука», 1973.
- Гасан-Джалалова Т. М.* О геологических и технических факторах, приводящих к ликвидации скважин по техническим причинам на складках Бакинского архипелага.— В научно-техническом сб. ВНИИОЭНГ: Нефтегазовая геология и геофизика, 1971, № 3.
- Гзовский М. В., Турчанинов И. А., Марков Г. А., Батулин С. А., Влох Н. П., Френзе Ю. К., Чабдарова Ю. И., Казикаев Д. М.* Напряженное состояние земной коры по данным измерений в горных выработках и тектонофизического анализа.— В сб.: Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., «Наука», 1973.
- Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
- Казимиров Д. А.* Импульсные тектонические движения.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Ларионов Л. В.* Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Лукиянов А. В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Пейве А. В., Кропоткин П. Н.* Новый подход к изучению напряжений в земной коре.— В сб.: Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., «Наука», 1973.

СевКавНИПИНефть
г. Грозный

Статья поступила
24 декабря 1975 г.

УДК 551.243.6(235.211)

В. К. КУЧАЙ, В. Г. ТРИФОНОВ

МОЛОДОЙ ЛЕВЫЙ СДВИГ В ЗОНЕ ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА

На примере зоны Дарваз-Каракульского разлома рассматриваются приемы определения направлений и амплитуд молодых (позднеплейстоценовых и голоценовых) тектонических движений по смещениям форм рельефа и отложений четвертичного возраста. Основное внимание уделено анализу сдвиговых перемещений. Описано распределение амплитуд сдвиговых перемещений в зоне разлома за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена. Средняя скорость сдвиговых перемещений определена в 1—1,5 см/год и примерно на порядок превосходит вертикальную составляющую движений. Северо-восточнее с изменением простирания разлома сдвиговые перемещения уступают место надвиговым. Выявленные молодые перемещения свидетельствуют о продолжающемся до сих пор движении Памиро-Индостанского блока земной коры в северном направлении.

Горизонтальные перемещения земной поверхности, происшедшие при катастрофических современных землетрясениях, неоднократно привлекали внимание ученых (Pavoni, 1962; Вознесенский, 1962; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Лукьянов, 1963, 1965; Gansser, 1969; Tchaenko, Ambraseys, 1970; Proceedings..., 1973 и др.). О тектоническом значении этих явлений А. В. Лукьянов писал: «Плейстосейстовые области землетрясений являются грандиозными естественными моделями, на которых можно изучить происхождение определенных структур и их сочетаний» (1965, стр. 6). «Структуры, развивавшиеся при землетрясениях, как правило, имеют длительную историю. При этом древние подвижки по разломам по своему характеру и направлению соответствуют тем перемещениям, которые наблюдались при землетрясениях» (там же, стр. 204).

Однако современные землетрясения, сопровождавшиеся горизонтальными подвижками по разломам на поверхности, — явления уникальные. Кроме того, короткий интервал наблюдений, местами ограниченный лишь последствиями одного землетрясения, не позволяет экстраполировать в геологическое прошлое амплитуды и скорости выявленных перемещений. Голоценовые и позднеплейстоценовые перемещения представляют собой суммарные эффекты подвижек за более длительные отрезки времени и поэтому могут служить основой для таких экстраполяций. Эти перемещения фиксируются деформациями рельефа во многих областях высокой неотектонической активности и были выделены Ю. А. Мещеряковым (1961) под названием молодых движений земной коры. Неоднократно описывались примеры и способы выявления молодых сдвигов (Hill, Dibblee, 1953; Noble, 1954; Буртман, 1963; Копп и др., 1964; Герасимов, Ранцман, 1964; Wellman, 1966; Войтович, 1968; Захаров, 1969; Трифонов, 1973, 1974 и др.). В настоящей статье приводятся данные о молодых сдвиговых перемещениях в зоне Дарваз-Каракульского разлома.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОМ РАЗЛОМЕ

Дарваз-Каракульский разлом в виде ломаной и дугообразно изогнутой линии протягивается от Заалайского хребта через Дарваз в Афганский Бадахшан. Многие исследователи признают его в качестве крае-

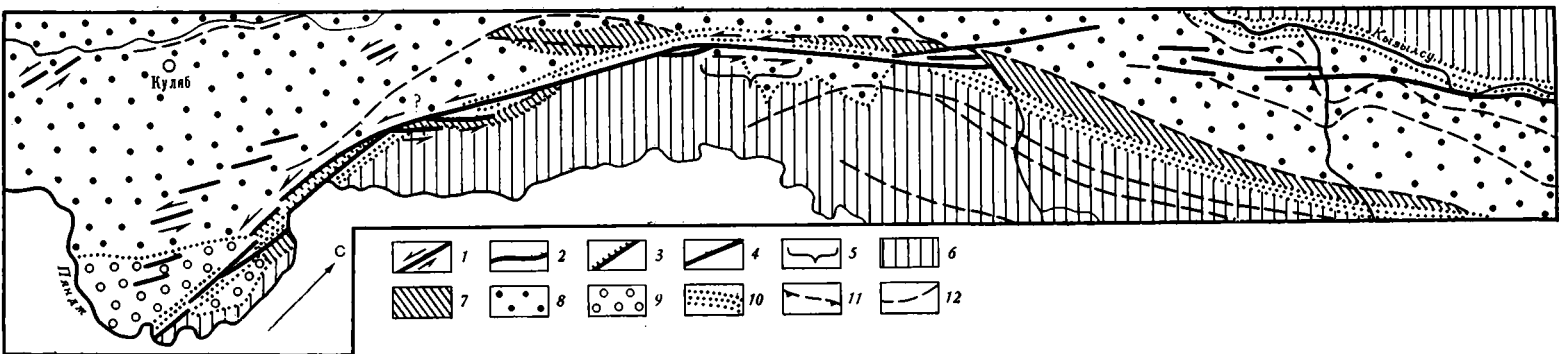


Рис. 1. Расположение молодых разрывов в зоне Дарваз-Каракульского разлома

Молодые разрывы: 1 — сдвиги; 2 — надвиги; 3 — крутые разрывы, где выявлена лишь вертикальная составляющая перемещений; 4 — разрывы с неизвестным направлением перемещений; 5 — участок зоны разлома, где проводилось детальное изучение молодых перемещений. Элементы тектоники (по карте С. А. Захарова и др., 1968, упрощено): 6 — герцинские геосинклинальные и раннеорогенные комплексы с прорывающими их гранитоидами; 7 — позднеорогенные комплексы герцинского цикла; 8 — относительно глубокие мезозойские прогибы, перекрытые в депрессиях кайнозойским чехлом; 9 — глубокие кайнозойские прогибы; 10—12 — разломы: 10 — зоны разломов, Дарваз-Каракульского на юге и Южно-Тянь-Шаньского на севере; 11 — пологие надвиги и тектонические покровы; 12 — разрывы с крутым или неизвестным наклоном сместителя

По мнению большинства исследователей (Резвой, 1955; Бархатов, 1963; Архипов, Никонов, 1974 и др.), Дарваз-Каракульский разлом характеризуется преимущественно вертикальными подвижками, отражающимися в фазах и мощностях отложений. И. Е. Губин (1960), имея в виду в основном северо-восточную часть разлома, рассматривает его как крупный надвиг на «внешнюю дугу Памира» более внутренних зон. В последние годы было высказано мнение о надвиговой природе и более южных отрезков Дарваз-Каракульского разлома (Щерба, 1975). Основанием для этого послужило обнаружение тектони-

вого глубинного разлома, отделяющего палеозойские породы Памира от области распространения мощных мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии (рис. 1). Разлом играет важную роль в формировании новейшей структуры региона, отделяя сравнительно древнее горное сооружение Внутреннего Дарваза от Внешнего Дарваза, долгое время входившего в состав подгорной равнины и вовлеченного в поднятие лишь в конце плиоцена (Бельский, 1969, 1971).

В южной (Дарвазской) части, где разлом простирается меридионально, поверхность его сместителя «имеет вертикальное положение или очень круто (75—80°) наклонена на запад. Зона дробления обычно не превышает нескольких метров» (Бельский, 1971, стр. 72). В северо-восточной (Заалайской) части, по данным И. Е. Губина (1960), более характерны пологие наклоны отдельных ветвей разлома и надвиговый характер перемещений.

ческих покровов в зоне разлома и сочетающихся с ними олистостром в смежной области распространения неогеновой молассы.

С. А. Захаров (1958, 1967) привел данные об альпийских левосдвиговых перемещениях по Дарваз-Каракульскому разлому на Дарваз-Бадахшанском участке, достигающих 200 км. Северо-восточнее разлом, по его мнению, становится взбросо-сдвигом и далее переходит в большой надвиг. Важнейшим аргументом в пользу левосдвигового смещения С. А. Захаров (1967, 1969) считает деформации позднечетвертичных форм рельефа, обнаруженные в зоне Дарваз-Каракульского разлома на юго-восточных склонах рек Сарыоб и Возгина. Амплитуду позднечетвертичного сдвига С. А. Захаров оценивает в 4—6 км¹.

Наконец, А. А. Никонов (1973) определяет в этом же районе взбросо-сдвиговое голоценовое смещение и считает его сейсмотектоническим. А. А. Никонов (1975; Архипов, Никонов, 1974) гипотетически оценивает амплитуду сдвиговых движений в зоне разлома за время с конца плиоцена поныне в 1,5—1,8 км, считая, что они присущи лишь отдельным ветвям Дарвазского сектора разлома.

Такое разнообразие оценок направления и амплитуд новейших движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома побудило авторов провести сбор дополнительных данных о природе этого разлома. Объектом исследования были выбраны молодые, т. е. голоцен-позднеплейстоценовые нарушения форм рельефа. С этой целью в 1973—1975 гг. было проведено обследование позднечетвертичных нарушений зоны разлома от Заалайского хребта до р. Пяндж. В результате аэровизуальных и рекогносцировочных наземных наблюдений 1973 г. был выбран 20-километровый участок разлома от кишлака Сагирдашт до перевала Возгина, где отработывалась методика определения молодых сдвиговых перемещений и исследовалось наиболее детально их распределение в пространстве и во времени.

ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛОДЫХ РАЗРЫВНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Специфика определения молодых перемещений состоит в том, что в качестве геологических поверхностей, по деформациям которых реконструируются подвижки, используются формы рельефа. Задача определения заключается в регистрации особенностей проявления разрыва в рельефе и восстановлении предшествовавшего подвижкам облика той или иной формы рельефа. Задача диагностики молодого разрыва разбивается на три операции: определение положения сместителя, определение вертикальной составляющей перемещения и определение перемещения по простиранию разрыва.

Положение сместителя в условиях расчлененного рельефа определяется достаточно легко простым визированием по простиранию разрыва линии его выхода на поверхность. Отклонение линии от вертикали с изменением высоты (рис. 2, А) регистрирует наклон сместителя.

Методика определения вертикальной составляющей молодых смещений по разломам достаточно хорошо разработана. Она основана на определении разности высот пологонаклонных разновозрастных элементов рельефа (террас, плоских водоразделов, продольных профилей долин и т. д.) по обе стороны разлома. В зоне Дарваз-Каракульского разлома определение вертикальной подвижки осложнено наличием значительной горизонтальной компоненты перемещений, в связи с чем встает задача реконструкции ранее существовавшей овражной сети и отождествления элементов рельефа, прежде составлявших единое целое.

¹ По сообщению С. А. Захарова (1969), мнение о левосдвиговом смещении и искривлении мелких оврагов в указанной зоне было высказано в 1957 г. А. Х. Кафарским, считавшим амплитуду сдвигового смещения равной 1—1,5 км.



A

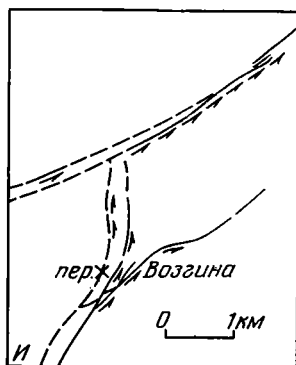
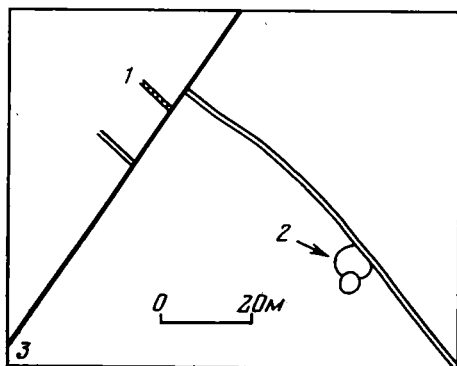
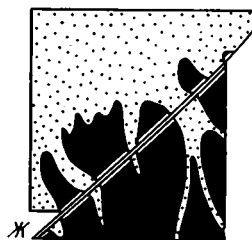
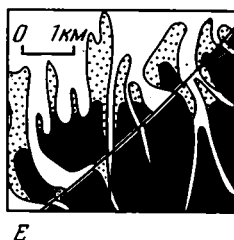
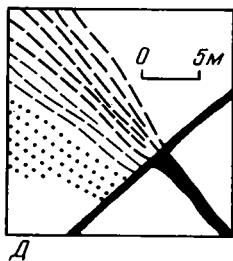
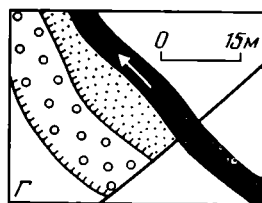
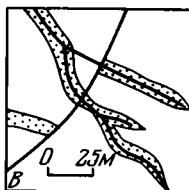
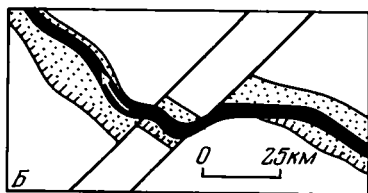


Рис. 2. Примеры молодых смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт

A — общий вид молодого разрыва в 8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт; **Б** — сдвиг раннеголоценовой долины по двум ветвям разлома в 17 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (ранне-голоценовая долина показана точками и ограничена линией с зубчиками, современное русло залито черным); **В** — перестройка овражной сети в связи с перемещениями по разлому в 1 км северо-восточнее перевала Возгина (раннеголоценовые днища оврагов показаны точками, а современные залиты черным); **Г** — образование «карманов» в западном крыле молодого разрыва в 18 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (раннеголоценовые отложения обозначены кружками, позднеголоценовые — точками, а современные — залиты черным; уступы на границах разновозрастных отложений показаны линией с зубчиками); **Д** — постепенное смещение конуса выноса конца позднего голоцена вдоль молодого разрыва в 14 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (наиболее древняя генерация отложений конуса показана точками, более молодая — тонкими штрихами, современная — толстыми штрихами); **Е** — геоморфологическая схема

Эффект сдвиговых перемещений для молодых движений всегда оказывается затухающим действием эрозии и аккумуляции. Простейшим признаком сдвига является резкий Z-образный изгиб долины (рис. 2, Б), в котором участок долины, следующий вдоль разрыва, образован позже участков, прилегающих к разрыву, и, как правило, менее разработан.

Сдвиговые перемещения русел могут имитироваться однонаправленным отклонением вдоль разрывной ложбины целой системы боковых притоков в направлении общего уклона местности. В этих случаях, однако, изгибы одновозрастных русел обычно различаются по амплитуде и изменяют направление изгиба на противоположное в другой долине или другом склоне главной долины. Эти обстоятельства и позволяют отличать такие изгибы от собственно сдвиговых, которые имеют место вдоль Дарваз-Каракульского разлома. Так, однонаправленное смещение боковых саев и временных потоков здесь регистрируются по линии разлома как на правом берегу р. Возгина, текущей на северо-восток, так и на левом берегу ее крупного притока, текущего на юго-запад. Та же картина наблюдается при изменении общего уклона местности в долинах крупных правых притоков р. Сарыоб.

Как правило, Z-образные изгибы определяют сдвиговые деформации, следовавшие после выработки самого оврага. Однако наиболее крупные горные долины, в которых прочность пород препятствует выработке новых русел, могут продолжать формироваться и в процессе многократных сдвиговых подвижек в зоне разлома. Тогда амплитуда Z-образного изгиба долины возрастает и участки долины, следующие вдоль разлома, приближаются по своей морфологии к частям долин, примыкающим к разлому. Примером могут быть две крупнейшие долины, пересекающие Дарваз-Каракульский разлом в 7—9 км юго-западнее кишлака Сагирдашт.

В тех случаях, когда линия разлома проходит по подошве склона, весьма характерно образование специфических выемок — «карманов» (рис. 2, Г) непосредственно ниже выхода водотока на равнину (и, стало быть, пересечения линии разлома). «Карманы» образуются из-за того, что водный поток стекает с гор на равнину «напрямик», а участки более древних выходов потока на равнину оказываются в стороне, будучи смещенными по разрыву. В некоторых случаях фиксируются последовательные конседиментационные стадии сдвиговых перемещений в виде серии вложенных разновозрастных «карманов». Подобную серию вложенных голоценовых «карманов» можно видеть на правобережье р. Возгина, а сочетание голоценовых и позднплейстоценовых «карманов» — на пересечении Дарваз-Каракульского разлома с притоками р. Сарыоб в 9—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт.

По существу близки к таким формам овраги с асимметричными конусами выноса, материал которых последовательно омолаживается с одной стороны конуса (рис. 2, Д). Они возникают в тех случаях, когда разгрузка материала, выносимого оврагом, происходит непосредственно ниже пересекаемого оврагом сдвига, подвижки по которому одновременны с формированием самого конуса.

зоны молодого разрыва в 3,5—8,5 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (голоценовые и позднплейстоценовые долины оставлены белым, реликты днищ долин и предгорные равнины конца среднего плейстоцена обозначены точками, склоны того же времени и более древние генерации рельефа показаны черным); Ж — реконструкция овражной сети, существовавшей к концу среднего плейстоцена на территории, которая изображена на рис. 2, Е (условные обозначения те же); З — смещения средневековой (?) каменной кладки по молодому разрыву в 7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (древняя кладка показана двойной линией; 1 — новая кладка, возведенная после 1 этапа перемещений древней кладки; 2 — более поздние пристройки); И — система молодых разрывов в районе перевала Возгина (стрелками показаны выявленные направления сдвиговых перемещений). На всех рисунках молодой разрыв обозначен сплошной черной линией (лишь на рис. 2, И предполагаемые разрывы показаны пунктиром)

Описанные признаки сдвиговых перемещений существенно осложняются перестройкой овражной сети (рис. 2, В), использованием разломных ложбин для выработки новых русел и перебрасывания верховий долин в низовья соседних по мере сдвиговых перемещений вдоль разлома². Примером такой перестройки служит позднеплейстоценовый водоток в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, верховья которого в позднем голоцене нашли сток в соседнюю, расположенную западнее долину. В результате таких перестроек возникают обезглавленные долины ниже разлома и отмершие участки долин в верховьях. Поэтому определение истинной амплитуды и направления перемещения требует реконструкции древней овражной сети (рис. 2, Е, Ж) по характерным индивидуальным признакам тех или иных долин, водоразделов и их сочетаний.

Возраст перемещений датируется возрастом нарушенных форм рельефа и отложений. На участке детальных работ между кишлаком Сагирдашт и перевалом Возгина рельеф имеет двухъярусное строение. Верхний ярус позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста, а нижний формировался в течение среднего плейстоцена — голоцена (Бельский, 1974).

Слабовсхолмленная позднеплиоцен-раннеплейстоценовая поверхность выравнивания занимает междуречья Оби-Хумбоу — Сарыоб и Дарай-Патикиной — Возгина. Останцы террас раннеплейстоценовой поверхности расположены на водоразделах второго порядка.

Современные речные долины сформированы в средне-, позднеплейстоценовое и голоценовое время. На бортах крупных речных долин и на водоразделах сохранились останцы террас начала и конца среднего плейстоцена. При этом останцы террас конца среднего плейстоцена сохранились хорошо и расположены обычно в нижних третях склонов крупных долин.

Верхнеплейстоценовые террасы локализованы в нижних частях склонов речных долин. Обычно хорошо сохраняются останцы террас, образованных в конце позднего плейстоцена (Q_3^{2*}).

К раннему голоцену (Q_4^1) отнесены первые надпойменные террасы и коррелятные им формы рельефа, а к позднему голоцену (Q_4^2) — пойменные отложения и террасы.

Как общепринято, склоны, опирающиеся на террасы, считаются одновозрастными с ними.

Среди позднеголоценовых оврагов, русел и конусов выноса различаются формы разной степени деструкции, позволяющие условно разделить их на три генерации: Q_4^{2a} , Q_4^{2b} , Q_4^{2c} .

Наиболее молодые формы рельефа, представленные эрозионными рытвинами глубиной не более 0,5—0,6 м с незадернованными стенками, отнесены к группе Q_4^{2a} . В эту же генерацию включены позднеголоценовые «свежие» осадки конусов выноса, коррелируемые с русловыми фациями современных водотоков.

Более древняя генерация Q_4^{2b} включает в себя позднеголоценовые овраги глубиной до 1 м со склонами более пологими и заматытыми. На склонах этих овражков местами появляется растительный покров. Аллювиальные отложения наиболее низких пойменных террас также условно отнесены к группе Q_4^{2b} .

Наконец, пойма и отвечающие ей позднеголоценовые формы рельефа, коррелируемые обычными геоморфологическими методами, считаются генерацией Q_4^{2c} .

Анализ смещений форм рельефа разного возраста позволяет определять разновозрастные перемещения в зоне разлома. В тех случаях,

² На эту возможность вдоль линии Дарваз-Каракульского разлома впервые обратил внимание С. А. Захаров (1969).

когда наблюдаются смещения выработанной формы рельефа, возраст перемещения по разлому определяется с начала следующего этапа пониже. Например, при смещении долины Q_3^2 выявленная амплитуда перемещения относилась к интервалу времени «с Q_4^1 понижее». При наличии «кармана» в склоне долины, т. е. когда перемещение происходило в процессе выработки долины, принималось, что смещение началось в эпоху образования соответствующего «кармана». Так, если возраст «кармана» Q_4^1 , выявленная амплитуда перемещения относилась к интервалу времени «с Q_4^1 понижее». Конечно, такой способ определения возраста подвижки содержит известные неточности, поскольку, например, форма, датируемая как Q_3^2 , могла возникнуть еще в начале этого этапа рельефообразования, а ее смещение могло начаться в середине или конце Q_3^2 , а не с Q_4^1 , как ее приходится датировать. Однако методы, позволяющие преодолеть такого рода неточности, нам неизвестны.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОЛОДЫХ ПОДВИЖЕК В ЗОНЕ ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА

На северном склоне Заалайского хребта вдоль наиболее северных ветвей разлома выявлены надвиговые позднечетвертичные перемещения. Надвиговые деформации средне- и позднечетвертичных террас и боковых морен последнего оледенения наблюдались на склонах долины Таш-Кунгей. Надвигание неогенных отложений на поверхность позднелейстоценовой террасы описал С. Ф. Скобелев (устное сообщение) на левобережье р. Кызылсу примерно напротив кишлака Кичик-Карамык.

От долины р. Муксу до кишлака Сагирдашт различаются несколько примерно параллельных простирающихся на юго-запад молодых ветвей разлома, нередко затухающих и кулисно подставляющих одна другую. На левом берегу р. Муксу и на склонах р. Сафетсай плоскости молодых разломов имеют крутой наклон. Вертикальные подвижки хорошо видны во многих местах, в то время как горизонтальная составляющая регистрируется на левобережье, р. Муксу левым сдвигом боковой морены на 60 м вдоль северной ветви разлома.

Особенности позднечетвертичных подвижек на участке зоны разлома между кишлаком Сагирдашт и перевалом Возгина подробно описаны ниже. Юго-западнее перевала Возгина и южнее в долине р. Оби-Минью главная ветвь разлома, по-видимому, проходит непосредственно по руслу и низкой пойме, где молодые подвижки не поддаются определению. Лишь местами на левом склоне долины видны левобокковые молодые смещения форм рельефа по второстепенным или оперяющим ветвям разлома. В районе кишлака Зарбуз-Боло они достигают первых десятков метров.

В нижнем течении Оби-Минью, вдоль р. Пяндж и в долине возле кишлаков Иол и Парвар отдельные ветви разлома формируют позднечетвертичный грабен. Ограничивающие его разрывы местами расположены эшелонированно друг относительно друга, образуя левые кулисные ряды. Следы левобокковых молодых смещений фиксируются вдоль отдельных ветвей южнее кишлака Хирманджо и более отчетливо между Николаевским спуском и кишлаком Иол. Здесь позднеголоценовые формы смещены на 20 м, раннеголоценовые террасы и конусы выноса — на 120 м, редко до 140—150 м (при поднятии западного крыла на 3—4 м), а склоны долин начала позднего плейстоцена — около 300 м. Следы позднечетвертичных подвижек фиксируются до кишлака Соригор и далее на юг. Как в долине Оби-Минью, так и южнее, в районе кишлака Иол, широко распространены молодые оползни.

Обращает внимание меридионально вытянутый западнее разлома левый кулисный ряд прямолинейных позднечетвертичных разрывов и трещин северо-восточного простираения. С перерывами он прослеживается

на 50 км в хребтах Тиряй, Аланызрак, Кушвористан. По отдельным разрывам этого ряда в ущелье Шпилху можно предполагать малоамплитудные левосдвиговые (до 10 м), сбросовые и взбросовые (до первых метров) подвижки. Положение сместителей разрывов здесь почти вертикальное. Крутопадающие молодые разрывы северо-северо-восточного и субмеридионального простираний выявлены восточнее купола Ходжамумин и севернее кишлака Муминабад. По субмеридиональному разрыву, расположенному непосредственно к востоку от купола Ходжамумин, устанавливается левый сдвиг форм рельефа начала позднего плейстоцена на 40—55 м. По разрыву северо-северо-восточного направления, расположенному несколько севернее предыдущего, можно также предполагать левый сдвиг оврагов начала позднего плейстоцена. Амплитуда сдвига около 40 м. Вместе с тем по этому разлому, круто наклоненному на восток, регистрируется поднятие восточного крыла на 3—4 м за этот же отрезок времени.

По субмеридиональному разрыву, пересекающему правобережье долины р. Обисурх в 10—14 км севернее кишлака Муминабад, устанавливается левый сдвиг террас и склонов конца позднего плейстоцена на 8—9,5 м. Для тех же форм рельефа и отложений регистрируется поднятие восточного крыла разрыва от 0,5 до 1,5 м, тогда как на поверхности террасы начала позднего плейстоцена восточное крыло поднято на 1,5—2 м. Разрыв наклонен на запад под углами 70—80° и, таким образом, определяется как крутой левый сбросо-сдвиг со значительным преобладанием сдвиговой составляющей перемещения.

Наличие молодых левосдвиговых перемещений, параллельных и опирающихся Дарваз-Каракульский разлом на широте р. Оби-Минью и южнее, показывает, что здесь имеет место рассеяние молодого левосдвигового смещения в зоне шириной до нескольких десятков километров.

Наиболее убедительные признаки молодых перемещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома представлены на участке от кишлака Сагирдашт до перевала Возгина, и неудивительно, что именно здесь молодые сдвиговые перемещения были зафиксированы А. Х. Кафарским, С. А. Захаровым, А. А. Никоновым.

Здесь разлом выражен одной или двумя сближенными прямолинейными ветвями. Чаще эти ветви развивались синхронно. Однако в 10—12 км юго-западнее кишлака Сагирдашт две голоценовые ветви не совпадают с позднплейстоценовой, а проходят юго-восточнее. Точно также вблизи кишлака Сагирдашт на участке до 4 км от него на юго-запад северо-западная ветвь разрыва, по-видимому, моложе юго-восточной. На небольшом участке в 12 км юго-западнее кишлака Сагирдашт и на крайнем юге вблизи перевала Возгина наблюдается отклонение простирания разлома от обычного северо-восточного (40—50°) до меридионального.

В долине р. Возгина молодой разрыв почти вертикален. Севернее, на пересечении притоков р. Сарыоб отмечается наклон сместителя на юго-восток не более 60—70°. Вертикальная составляющая перемещений по разрыву переменна, но чаще поднято юго-восточное крыло. Достаточно представительным в этом смысле является район в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, где обрывок террасы конца среднего плейстоцена в юго-восточном крыле разрыва расположен примерно на 50 м выше его продолжения в северо-западном крыле.

На всем обследованном участке фиксируются позднчетвертичные и голоценовые левосдвиговые перемещения (рис. 3). По мере продвижения вдоль северо-западной ветви молодого разрыва к юго-западу от кишлака Сагирдашт первые достоверные признаки смещений овражной сети наблюдаются в 3 км юго-западнее упомянутого кишлака. Здесь раннеголоценовый овраг сдвинут влево на 30 м. В 0,4 км юго-западнее обнаруживается аналогичный левосдвиговой изгиб склонов и самой

долины Q_3^2 на 108 м. Выработанное в изогнутой долине русло Q_1^2 смещено влево на 18 м и в результате смещения подпружено.

В 4 км юго-западнее кишлака Сагирдашт две ветви разлома сливаются. Здесь реконструируется левосдвиговое смещение крупной, раздваивающейся юго-восточнее разлома, долины на 800 м. Время заложения долины Q_2^2 , так что выявленное смещение определяет амплитуду сдвига за верхнеплейстоцен-голоценовое время. Левый сдвиг русла Q_1^2 составляет около 20 м, а еще юго-западнее, в 6 км от кишлака Сагирдашт левый сдвиг на 30 м испытывает русло Q_1^1 . Амплитуда сдвига за

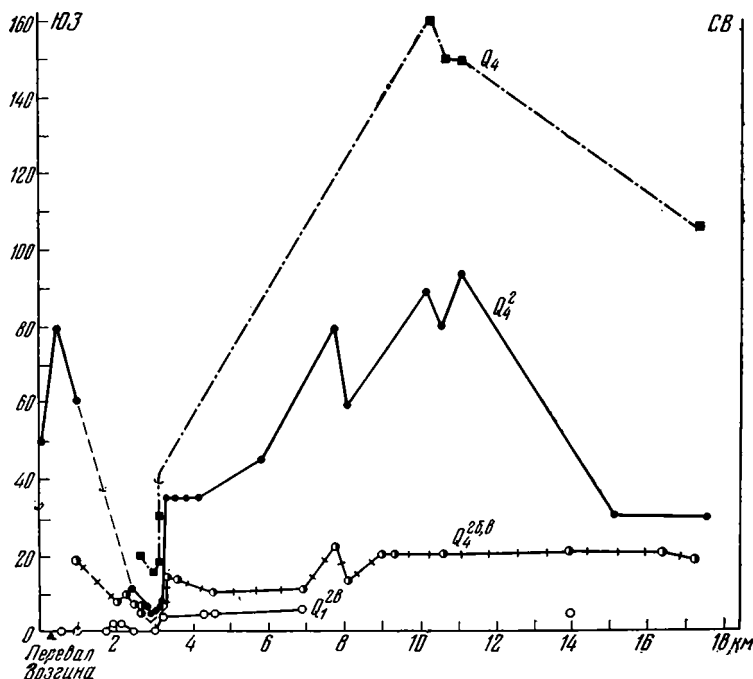


Рис. 3. Распределение голоценовых левосдвиговых подвижек вдоль зоны Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт

По горизонтальной оси отложены расстояния в километрах вдоль зоны разлома (правый край графика удален на 2,5 км от кишлака Сагирдашт), по вертикальной оси — амплитуды смещений в метрах. Незатитые кружки обозначают амплитуды смещений за последний этап конца позднего голоцена ($Q_4^{2в}$), полузатитые кружки — за конец позднего голоцена ($Q_4^{2с, в}$), затитые кружки — за поздний голоцен (Q_4^2), затитые квадраты — за голоцен в целом (Q_4). При распределении подвижек по двум и более ветвям разлома амплитуды одновозрастных перемещений суммировались

верхнеплейстоцен-голоценовое время определена здесь в 800 м. Еще в 2—3 км юго-западнее два крупных оврага, заложенные в Q_2^2 , также испытали левосдвиговой изгиб примерно на 800 м каждый.

В северной части Z-образного изгиба восточного из этих двух оврагов (7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт) зона молодого разрыва пересекает каменную кладку — остатки существовавшего здесь в древности оборонительного сооружения (см. рис. 2, 3). Эта кладка оказалась дважды смещенной влево вдоль разлома: в первый раз на 16 м (после чего в одном из крыльев разлома была выложена новая стенка, несколько отличающаяся от первоначальной качеством кладки) и второй раз на 5 м (после чего разобщенные части стенки были соединены временной перемычкой). Много позднее это сооружение частично ис-

пользовалось для пристройки к нему загонов для скота и укрытий для пастухов.

Время сооружения и ремонта оборонительной стенки неизвестно. Однако резонно связать ее постройку и использование с защитой расположенных рядом открытых древних золотых приисков. Систематическая добыча золота началась здесь в согдийскую эпоху и продолжалась после монгольских завоеваний, т. е. охватывала интервал времени от середины первого до середины второго тысячелетия нашей эры. По-видимому, в течение последних полутора тысяч лет и произошли две указанные подвижки по разлому (на 21 м и на 5 м с момента подвижки — поныне).

Западный из упомянутых оврагов представляет собой один из истоков крупной долины — правого притока р. Сарыоб. На пересечении разлома с этими истоками фиксируются изгибы оврагов, заложенных в Q_3^2 , и «карманы» аллювия Q_4^1 на склонах более молодых оврагов. Они позволяют определить амплитуду левого сдвига за весь голоцен в 150—160 м. Сдвиг за Q_4^2 составляет 70—95 м, а за $Q_4^{26} + Q_4^{28} = 20$ м. «Карман» Q_3^2 на склоне одного из оврагов дает возможность определить амплитуду сдвига за $Q_3^2 - Q_4$ в 500 м.

Крайний к западу исток рассмотренной долины был в Q_3^1 верховьями притока следующей долины. Ныне его нижняя часть сдвинута на 300—350 м к юго-западу и является отмершей. В области верховий упомянутой долины находится овраг, с которым связана серия вложенных «карманов» верхнеплейстоценового возраста Q_3^1 и Q_3^2 . Этот овраг ранее являлся верховьями долины, расположенной в 10—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Определяемые по этим данным амплитуды левого сдвига соответственно равны: за конец позднего плейстоцена — голоцен — 325 м, за поздний плейстоцен — голоцен — 800 м и за конец среднего плейстоцена — голоцен — 1200 м. К сожалению, это единственный случай определения амплитуды перемещения за столь длительный интервал времени.

В следующем к юго-западу овраге отмечается заложенный в Q_3^1 левосдвиговый изгиб амплитудой 300 м. Амплитуда сдвига за Q_4^2 около 60 м, из них за $Q_4^{26, 28} = 13$ м. Юго-западнее линия молодого разрыва раздваивается, при этом по юго-восточной ветви сдвиг за Q_4^2 достигает 43 м, а по северо-западной — 37 м. Сдвиг за $Q_4^{26, 28}$, определенный по северо-западной ветви, составляет 22 м. Далее на юго-запад на перевале между бассейнами рек Сарыоб и Возгина регистрируются лишь самые молодые перемещения. Сдвиг за Q_4^{28} равен здесь 6 м, а за $Q_4^{26, 28} = 11$ м. Еще далее в низовьях крупного левого притока р. Возгина наблюдается левый сдвиг долины $Q_3^2 - Q_4^1$ на 45 м. В соседних овражках нечетко проявляется сдвиг за $Q_4^{26, 28}$, составляющий не более 15—20 м.

Серия голоценовых подвижек регистрируется по изгибам тальвегов и возникновению «карманов» в мелких правых притоках р. Возгина в 14,5—16 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Левый сдвиг составляет здесь за Q_4^2 35 м, за $Q_4^{26, 28} = 10—15$ м, за $Q_4^{28} = 4,5—6$ м. В интервале 15—15,5 км от кишлака Сагирдашт единая линия разрыва разделяется на три сближенные параллельные ветви, западная из которых продолжается на северо-восток, а восточная на юго-запад в виде единой линии разрыва. На этом интервале суммарная амплитуда сдвига за Q_4^2 по трем ветвям остается постоянной, но основное смещение постепенно передается с северо-востока на юго-запад от западной ветви разлома через среднюю к восточной.

Далее на юго-запад амплитуды сдвиговых перемещений резко падают. Возможно, это связано с появлением ветви разлома, следующей вдоль русла р. Возгина и поэтому не поддающейся анализу. По ветви, следующей вдоль правого борта долины р. Возгина, в 16 км от кишлака Сагирдашт суммарный сдвиг за Q_4 определен в 32 м, а юго-западнее на

протяжении 0,5 км он сокращается до 16—20 м. Сдвиг за Q_4^2 составляет здесь 5—7,5 м, но юго-западнее на протяжении нескольких сотен метров амплитуда сдвига возрастает до 12 м. На этом же интервале амплитуда перемещений за $Q_3^{26,8}$ возрастает от 5—7 до 8—10 м. Появляются сдвиговые изгибы и в самых молодых овражках (1,5—3 м), но юго-западнее они вновь исчезают.

Таким образом, по ветвям разлома, следующим вдоль р. Возгина, наблюдается в целом уменьшение амплитуд голоценовых перемещений с северо-востока на юго-запад. Но в этом сечении зоны разлома появляется новый пучок молодых ветвей разлома (рис. 2, И). Они проходят в районе перевала Возгина и продолжают на юго-запад в долину р. Обиравноу. Из двух ветвей, наблюдаемых в районе перевала, западная ветвь восточнее перевала отгибается к северу на соединение с рассмотренным выше северным пучком разрывов. Здесь регистрируется левый сдвиг раннеголоценового борта долины на 26 м и сдвиг позднеголоценовых овражков примерно на 10 м.

Восточная ветвь разлома характеризуется возле перевала Возгина смещением раннеголоценовых оврагов примерно на 50 м. Здесь же можно предполагать смещение позднеплейстоценового водораздела Q_3^1 на 250—300 м. Восточнее эта ветвь разлома расчленяется на три ветви. По западной из них сдвиг раннеголоценовых овражков и разделяющих их мелких водоразделов измеряется в 25—30 м (более молодые подвижки не фиксируются). Далее эта ветвь отклоняется к северу, смещая на 20 м гребень раннеголоценового селевого потока.

Две восточные ветви продолжают на северо-восток. По западной из них выявлен левый сдвиг раннеголоценовых оврагов на величину около 15 м. Позднеголоценовый овражек там же смещен на 8 м, но северо-западнее амплитуда смещений подобных овражков сокращается до 4 м и, наконец, до нуля. На протяжении 1,5 км разрыв полностью затухает. По крайней восточной ветви левый сдвиг раннеголоценовых форм составляет 20 м вблизи участка расщепления разломов, но в северо-восточном направлении он так же быстро затухает.

Суммарный левый сдвиг по всем ветвям разлома за Q_4^2 составляет здесь 80—85 м. Неполный суммарный сдвиг за $Q_4^{26,8}$ составляет 18 м, а за Q_3^2 — Q_4 — 250—300 м. В северо-западном направлении по части ветвей разлома смещения затухают, а часть ветвей отклоняется к северу и причленяется к участку разлома, следующему вдоль р. Возгина. На этом последнем участке отмечается возрастание амплитуд перемещений к северо-востоку, пока они не достигают (в районе крупного левого притока р. Возгина) тех же величин, которые зафиксированы в районе перевала Возгина.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные в Заалайском хребте молодые надвиговые перемещения по ветвям Дарваз-Каракульского разлома юго-западнее при изменении простирания разрыва на северо-восточное сменяются левыми взбросо-сдвиговыми перемещениями с многократным преобладанием сдвиговой составляющей (в 16 раз в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт). Преимущественно левосдвиговый характер молодых движений сохраняется и южнее, на участке меридионального простирания разлома, причем здесь сдвиговые подвижки рассеяны в полосе шириной до нескольких десятков километров. Собственно в зоне разлома отмечается образование грабенов, регистрирующих появление значительной вертикальной составляющей перемещений.

На 20-километровом участке разлома Сагирдашт — Возгина удается зафиксировать левосдвиговые перемещения за различные интервалы времени. Выявленный в 10—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт

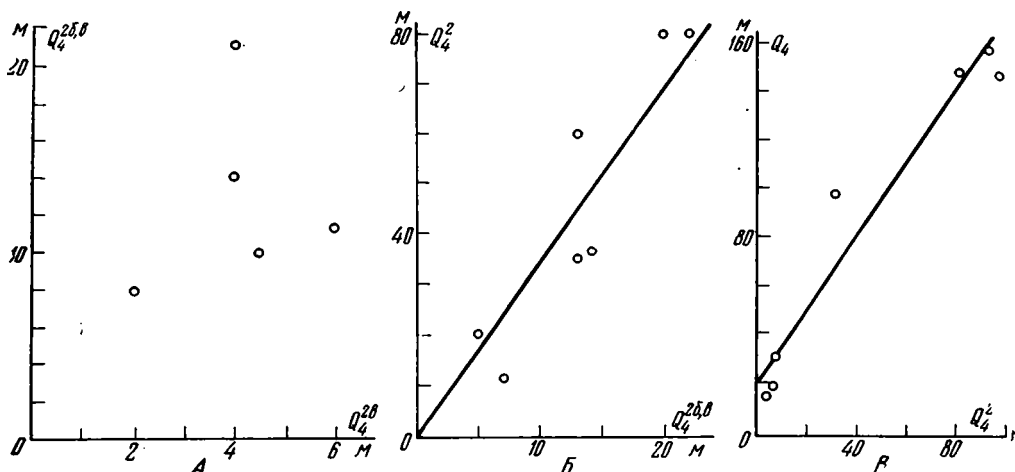


Рис. 4. Графики закоррелированности (унаследованности) левосдвиговых перемещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт за различные отрезки голоцена

А — корреляционное поле амплитуд перемещений за самый конец позднего голоцена ($Q_4^{26, a}$) и за конец позднего голоцена ($Q_4^{26, b}$); Б — корреляция амплитуд перемещений за конец позднего голоцена ($Q_4^{26, b}$) и за поздний голоцен (Q_4^2); В — корреляция амплитуд перемещений за поздний голоцен (Q_4^2) и за голоцен в целом (Q_4)

сдвиг с конца среднего плейстоцена поныне достигает 1200 м. Определенная в интервале 4,5—11 км от кишлака Сагирдашт амплитуда сдвига за Q_3 — Q_4 выдержана и составляет 800 м. Амплитуда сдвига за Q_3^2 — Q_4 равна 500 м в 8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, но в 10—11 км от этого кишлака составляет лишь 350—300 м. Примерно такой же величины (250—300 м) достигает она в районе перевала Возгина по главной ветви разлома.

Амплитуды голоценовых перемещений изменяются вдоль отдельных разрывов. В этом отношении показателен прямолинейный 19-километровый отрезок разлома от кишлака Сагирдашт до р. Возгина включительно. В 3,5 км от кишлака Сагирдашт суммарный сдвиг за голоцен составляет 108 м. В 8—9 км он достигает 150—160 м, но в долине р. Возгина равен 16—20 м. Аналогично изменяется суммарная подвижка за поздний голоцен. В 3—5,5 км от кишлака Сагирдашт она равна 30 м, юго-западнее (в 8—11,5 км от этого кишлака) достигает 60—95 м, а еще юго-западнее вновь убывает до 45 м (13,5 км от кишлака), 35 м (14,4—16 км от кишлака) и, наконец, 5—12 м (16—17 км от кишлака).

Суммарные амплитуды сдвиговых перемещений за $Q_4^{26, b}$ менее изменчивы, но и они отчасти повторяют изменения, зафиксированные для Q_4 и Q_4^2 . Так, на участке 3,5—11,5 км от кишлака Сагирдашт рассматриваемые амплитуды близки к 20 м. Юго-западнее (12—16 км от кишлака) они составляют 10—14 м, а далее убывают до 5—10 м.

Наконец, самые молодые позднеголоценовые подвижки (Q_4^{2a}) появляются лишь на отдельных участках разлома, достигая местами 5—6 м и затухая к краям таких участков.

Различная степень закоррелированности (унаследованности) движений различного возраста отражена на графиках рис. 4, из которого следует, что наиболее молодые перемещения (смещающие формы рельефа Q_4^{2a}) не обнаруживают корреляции даже с позднеголоценовыми перемещениями $Q_4^{26, b}$ (рис. 4, А) и тем более с более древними. В то же время движения за более длительные отрезки позднего голоцена — $Q_4^{26, b}$ [обозначим их через А ($Q_4^{26, b}$)] — достаточно тесно закоррелированы со смещениями за весь поздний голоцен [$A(Q_4^2)$]. Эти движения свя-

заны эмпирической зависимостью (рис. 4, Б) $A(Q_4^2) = 3,5 A(Q_4^{26, \text{в}}) \pm \pm 10,5 \text{ м}$.

Тесно закоррелированы также поздне- и раннеголоценовые движения (рис. 4, В): $A(Q_4^1) = [1,6 A(Q_4^2) + 18] \pm 16 \text{ м}$.

Наконец, корреляция между верхнечетвертичными и голоценовыми движениями вновь отсутствует — верхнеплейстоценовые сдвиговые перемещения примерно равны на протяжении всего анализируемого отрезка Дарваз-Каракульского разлома.

Приведенные цифры и сопоставления показывают, что чем продолжительнее интервал времени рассматривается, тем более равномерно распределены амплитуды сдвиговых перемещений вдоль зоны разлома. Подвижки за наиболее короткие интервалы времени реализуются на непротяженных отрезках отдельных разрывов и быстро затухают. Суммарные перемещения за более крупные интервалы времени (конец позднего голоцена, поздний голоцен и голоцен в целом) более выдержаны, охватывают многокилометровые отрезки зоны разлома (в данном случае весь 19-километровый участок Сагирдашт — Возгина) и либо приурочены к одному разрыву, либо распределяются в пучке параллельных нарушений. В пределах такого участка амплитуды сдвиговых перемещений возрастают от краев к середине, причем для позднего голоцена и голоцена в целом эта закономерность проявляется лучше, чем для более короткого отрезка времени ($Q_4^{26, \text{в}}$), поскольку в течение последнего еще сказывается неравномерность распределения элементарных подвижек.

Уменьшение амплитуд перемещений к краям подобного участка не означает общего затухания сдвига. В миниатюре это видно в 15—16 км от кишлака Сагирдашт, где единый разрыв расщепляется на три ветви и суммарное перемещение за Q_4^2 , сохраняясь неизменным, последовательно перераспределяется с севера на юг от крайней западной ветви разлома к крайней восточной. В общем виде это повторяется на юго-востоке области Сагирдашт — Возгина, где происходит затухание сдвиговых перемещений по рассматриваемому отрезку Дарваз-Каракульского разлома, но нарастание в том же направлении подвижек по кулисно подставляющему его пучку молодых разрывов, следующих через перевал Возгина в долину р. Обиравноу. Амплитуды голоценовых подвижек достигают здесь тех же величин (50—80 м за Q_4^2 и 20 м за $Q_4^{26, \text{в}}$), что и в центральной части описанного выше участка.

За более крупные интервалы времени и такие различия в амплитудах подвижек нивелируются (около 300—350 м за Q_3^2 — Q_4 и 800 м за Q_3 — Q_4) и создается та равномерность перемещений в разных частях сдвигов, которая фиксируется структурно-геологическими методами в толщах древних пород.

Расчет скоростей сдвиговых перемещений затруднен неточностью стратиграфических привязок тех или иных подвижек. Условно можно датировать: начало Q_3 — 70 тыс. лет; Q_3^2 — 30 тыс. лет; Q_4 — 10 тыс. лет; Q_4^2 — 5 тыс. лет. Продолжительность последних отрезков позднего голоцена помогает датировать смещение каменной кладки в 7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Полученные там амплитуды сдвига (около 20 и 5 м) совпадают с определенными в соседних оврагах перемещениями за $Q_4^{26, \text{в}}$ и за $Q_4^{2\text{в}}$. Рассчитанные по этим данным средние скорости для разных интервалов времени составляют 1,1—1,2 см/год для позднего плейстоцена и 1,5—1,6 см/год для голоцена, причем голоценовые скорости рассчитывались для центральной части участка Сагирдашт — Возгина, где амплитуды сдвиговых перемещений максимальны.

Интересно отметить, что отраженное в этих подвижках относительное движение Памира в северном направлении ими не исчерпывается. Близкие к рассчитанным скорости (до 2 см/год) сейчас характеризуют, по данным геодезических измерений на Гармском полигоне, горизон-

тальное сближение хребта Петра I, представляющего собой северо-западное крыло описанной зоны молодых разрывов, и Южного Гиссара (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973; Буланже, 1975). Таким образом, по отношению к Тянь-Шаню горизонтальное движение Памира происходит еще быстрее.

ВЫВОДЫ

1. Изучение молодых движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома показало, что в позднем плейстоцене и голоцене он развивался как левый сдвиг, переходящий на северо-востоке в почти широтный надвиг Заалайского хребта.

2. Неравномерно распределенные в пространстве сдвиговые подвижки, реализующиеся за короткие интервалы времени, в процессе продолжающихся перемещений все более усредняются.

3. Средние скорости перемещений за различные интервалы голоцена и позднего плейстоцена оказываются близкими и составляют около 1—1,5 см/год. Это очень высокие скорости движения, характерные лишь для немногих сдвигов.

4. Выполненные исследования подтверждают представление С. А. Захарова о том, что Дарваз-Каракульский разлом является грандиозным левым сдвигом, переходящим на северо-востоке в крупную зону надвигов и тектонических покровов, а также дополнительно свидетельствуют о продолжающемся до сих пор перемещении Памиро-Индостанского блока литосферы в северном направлении.

Литература

- Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1974, № 5.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Бельский В. А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Бельский В. А. Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Бельский В. А. О четвертичной тектонике Яхсуйской депрессии и ее обрамления.— Докл. АН ТаджССР, 1974, т. XVII, № 3.
- Буланже Ю. Д. Отчет о деятельности Комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геодезии за период 1967—1971 гг.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Валгус, 1975.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вознесенский А. В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии.— Материалы отделения физ. географии Геогр. о-ва СССР, вып. 1, 1962.
- Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома.— М., «Наука», 1968.
- Герасимов И. П., Раницман Е. Я. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня по данным геоморфологического анализа.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Тр. ГИН АН ТаджССР, т. 95, Душанбе, 1958.
- Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Захаров С. А. О характере неотектоники Таджикской депрессии.— В кн.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Захаров С. А., Кухтиков М. М., Левен Э. Я., Винниченко Г. П. Карта тектоники.— Атлас Таджикской ССР. Душанбе — М., ГУГК, 1968.
- Конопальцев И. М. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 годов.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Конопальцев И. М., Медведев В. Г., Давлятов Н. Горизонтальные движения земной коры на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968—71 гг.— В сб.: Современные движения земной коры, № 5, Тарту, 1973.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7.

- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., «Наука», 1965.
- Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Никонов А. А. Сейсмотектонические дислокации Южного Таджикистана.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Никонов А. А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиocene и четвертичное время.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, № 2.
- Резвой Д. П. К истории вопроса о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром.— Уч. зап. Львовск. гос. ун-та. Геология, 1955, т. 35, вып. 8.
- Трифонов В. Г. Голоценовые тектонические нарушения Копет-Дага и Юго-Восточного Кавказа и их соотношения с сейсмичностью.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Трифонов В. Г. Современные дислокации юга Туркмении.— В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. Верхняя мантия, № 13, М., Междудемент. геофиз. комитет, 1974.
- Щерба И. Г. Олигостромы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Gansser A. The Large Earthquakes of Iran and their Geological Frame.— *Eclogae Geol. Helvetiae*, 1969, v. 62, No. 2.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, v. 64, No. 4.
- Noble L. F. The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajon Pass, California.— *Calif. Div. Mines Bull.*, 1954, No. 170.
- Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung.— *Geologische Rundschau*, 1962, B. 51, No. 1.
- Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system (edited by Kovach R. L. and Nur A.).— Stanford, California, 1973.
- Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, No. 1.
- Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— *Geologische Rundschau*, 1966, B. 55, No. 3.

Геологический институт АН СССР
Геологический институт АН ТаджССР

Статья поступила
4 декабря 1974 г.

УДК 551.243

**Ю. А. КОСЫГИН, В. Ю. ЗАБРОДИН, А. А. КОНОВАЛЕНКО,
В. А. КУЛЫНДЫШЕВ, В. И. СИНЮКОВ, В. А. СОЛОВЬЕВ****ПОНЯТИЕ «ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ»
И ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМАТИКИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

На основе анализа 170 определений термина «глубинный разлом» вскрыты причины «двойственности» в понимании этого термина. Показана необходимость разграничения понятий «зона глубинного разлома» как геологического тела и «глубинного разлома» как дизъюнктива.

В основу статьи положены материалы, собранные при подготовке главы «Глубинные разломы» для терминологического справочника «Тектоника континентов и океанов». Анализ понятий показывает, что состояние проблемы глубинных разломов неудовлетворительно. Действительно, под названием «глубинные разломы» понимаются разнообразные линейные объекты складчатых и платформенных областей, выделенные либо по геологическим, либо по геофизическим, либо по геохимическим признакам, а то и по всем, вместе взятым. Сюда включаются объекты самого разного масштаба — от гигантских зон и систем протяженностью в тысячи километров и шириной свыше сотни километров, например Монголо-Охотский глубинный разлом, до разрывов протяженностью в несколько десятков километров и шириной в первые сотни метров (в практике геологосъемочных работ известны случаи, когда на расстоянии 40—50 км авторы пытались выделить 5—7 зон глубинных разломов). Ясно, что в этих условиях целесообразно уточнить понятие «глубинный разлом» и дать систематику глубинных разломов.

Отказ от термина «глубинный разлом» и замена его другим (или другими), как это наметилось в последние годы, не может быть выходом из создавшегося положения по крайней мере по двум причинам. Во-первых, полный отказ от употребления соответствующего термина мог бы свидетельствовать о том, что обозначенные этим термином объекты в природе не существуют и были выделены ошибочно, а с этим вряд ли можно согласиться. Во-вторых, если соответствующие объекты существуют, то замена одного термина другим (или несколькими) принципиально ничего не меняет, если не меняется содержание стоящего за термином понятия.

Наш опыт полевых исследований (Забродин, Турбин, 1970; Забродин, 1974а; Коноваленко, 1974; Коноваленко и др., 1975; Косыгин и др., 1972) показывает, что соответствующие объекты в природе, несомненно, существуют. Следовательно, выход из сложившейся ситуации следует искать не в отказе от термина, а в том, чтобы определить место глубинных разломов в иерархии геологических объектов.

Проанализировано 53 определения термина «глубинный разлом», принадлежащих 86 авторам, и 116 определений, имеющих отношение к глубинным разломам. Выяснилось, что в определениях использовано 27 признаков, и ни один из них не встречается сразу во всех определениях (рис. 1). Таким образом, для отбора общих признаков приходится полагаться лишь на интуицию исследователя. Чтобы исключить та-

кой субъективный подход, будем обращать внимание лишь на те признаки, которые встречены не менее чем в 50% определений (Косыгин и др., 1976). Все признаки, встреченные в проанализированных определениях, могут быть разделены на две большие группы — статические (наблюдаемые) и историко-генетические (выводимые, реконструируемые). Среди наблюдаемых признаков в свою очередь выделяются геологические и геофизические. Для того чтобы глубинные разломы можно было выделять и прослеживать в поле, т. е. чтобы понятие «глубинный

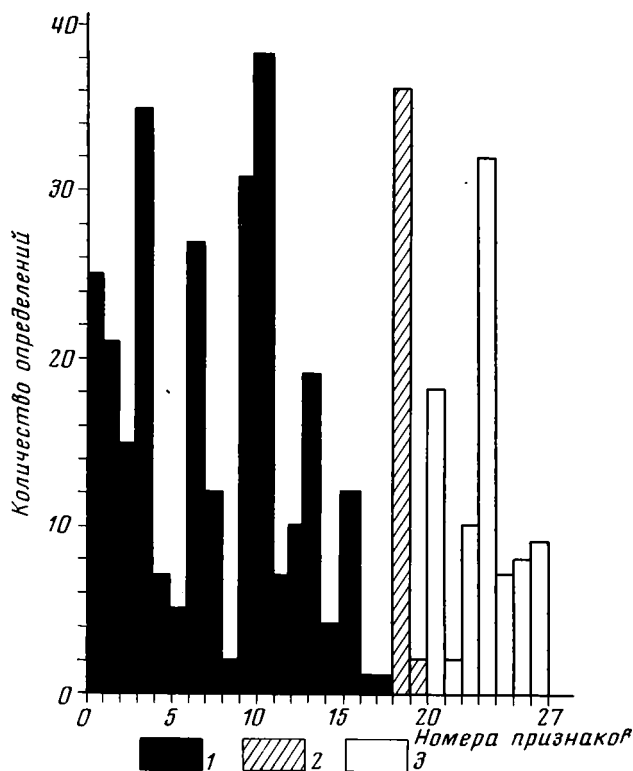


Рис. 1. Гистограмма признаков, встреченных в определениях глубинных разломов. Цифрами на горизонтальной оси обозначены следующие признаки: 1 — принадлежность множеству дизъюнктивов, 2 — принадлежность классу «структур», 3 — геологическое тело («зона»), 4 — длина (или «величина»), 5 — ширина, 6 — принадлежность множеству тектонических границ, 7 — линейность, 8 — положение в структуре, 9 — тип структуры определяемого элемента, 10 — морфологическая выраженность, 11 — магматизм, 12 — вулканогенно-осадочные формации, 13 — метаморфизм, 14 — характер разделенных блоков, 15 — направление смещения блоков, 16 — проявления полезных ископаемых, 17 — вертикальный разрез, 18 — тип геологических границ определяемого элемента, 19 — глубина, 20 — землетрясения, 21 — длительность истории, 22 — перемена знака смещения, 23 — самостоятельность развития, 24 — стиль развития, 25 — постоянство положения в структуре, 26 — флюидовод, 27 — генетические признаки без разделения; 1 — наблюдаемые геологические признаки, 2 — наблюдаемые геофизические признаки, 3 — историко-генетические признаки

разлом» отвечало «критерию картируемости», необходимо, очевидно, отбирать только наблюдаемые признаки и желательно одной специализации, например, только геологические или только геофизические.

В соответствии с принятыми ограничениями из числа признаков, привлекаемых для формулирования понятия, исключены такие, как «длительность истории», «самостоятельность развития», «изменение знака смещения», «стиль развития», «постоянство положения в структуре» и т. д., хотя многие из них принадлежат к числу наиболее часто встречающихся в определениях, начиная с первого определения А. В. Пейве

(1945), как это видно на рис. 1. Конечно, все они опираются на наблюдаемые свойства глубинных разломов, но не непосредственно, а через (иногда) длинные цепочки промежуточных рассуждений и допущений, правомерность которых не всегда можно оценить. Кроме того, целесообразно отказаться и от признака «глубина проникновения в оболочки Земли», который опирается на геофизические данные и никогда не устанавливается однозначно. Отметим, что в таком случае термин «глубинный разлом» следует рассматривать лишь как устойчивое словосочетание, никак непосредственно не связанное с этим признаком.

Оставшиеся для рассмотрения геологические признаки четко подразделяются на три группы: **вещественные** (геологические формации, проявления полезных ископаемых), **структурные** (отношения между телами), **геометрические** (линейность, размеры). Но и среди реальных признаков имеются избыточные, не имеющие прямого отношения к целям выделения глубинных разломов как самостоятельных объектов. Так, признак «проявления полезных ископаемых» важен, несомненно, для металлогении, но не имеет существенного значения для картирования глубинных разломов, так как выводы о металлогении делаются **после** составления общегеологических карт.

Имеется еще одна трудность. Подавляющее большинство описаний и определений глубинных разломов относится к «геосинклинальному» типу (Коноваленко, 1974). Поэтому при конструировании понятия «глубинный разлом» мы также опираемся в основном на свойства глубинных разломов этого типа, но учитываем свойства и таких объектов, как вулканогенные пояса, рифты, авлакогены и др., которые некоторыми исследователями также относятся к глубинным разломам или связываются с ними (Кириков, 1967; Егизаров и др., 1976).

Анализ показал, что наиболее общими признаками глубинных разломов являются:

а) линейность (протяженность от сотен до тысяч километров при ширине до десятков километров);

б) наличие специфических магматических формаций, также подчиняющихся линейному характеру распределения;

в) наличие специфических метаморфических (динамометаморфических) формаций, сопровождающихся динамометаморфическим структурным парагенезисом (Паталаха, 1970).

Итак, глубинный разлом при таком подходе выступает, очевидно, как **линейное геологическое тело** (длиной от сотен до тысяч километров и шириной от первых до десятков километров), **образованное рядом магматических** (офиолиты, линейные тела гранитоидов, эффузивы основного и среднего состава) и **динамометаморфических формаций**.

Предложенное определение характеризует глубинный разлом только как тело. Известно, однако, что на высших уровнях иерархии геологических тел глубинные разломы выступают в роли дизъюнктивных границ, что определяется «двойственностью» природы глубинных разломов (Косыгин, 1969; Мурзина, 1972; Забродин, 1976). Хотя во многих проанализированных определениях подчеркивается принадлежность глубинных разломов классу «дизъюнктивов» или «геологических границ», мы полагаем, что учитывающее этот признак определение рассматриваемого понятия можно дать лишь в рамках общего определения дизъюнктивов. Во всяком случае вопрос этот требует специального рассмотрения.

Введенное определение ничего не говорит о положении глубинных разломов в общей иерархии геологических объектов. В соответствии с существующими представлениями, в этой иерархии мы различаем минералы, породы, геотомии, геокмплексы и геосферы (Гордеев и др., 1976). С какими из этих рангов объектов можно связать глубинные разломы? Учитывая, что почти все имеющиеся определения глубин-

ных разломов относятся к складчатым областям, и глубинные разломы выступают здесь как элементы геосинклинальных систем, наиболее вероятно отнесение этих объектов к геокомплексам, в частности к геосинклинальным комплексам. Известно, что среди геокомплексов кроме геосинклинальных выделяются еще орогенные и плитные (Соловьев, 1975). Нельзя ли, следуя этой классификации геокомплексов, выделить также и глубинные разломы других типов? Если в отношении плитных комплексов нельзя сказать пока ничего определенного, то в отношении орогенных комплексов информации вполне достаточно, чтобы ответить на этот вопрос. Ведь мы говорим о глубинных разломах и тогда, когда касаемся, в частности, таких объектов, как вулканогенные пояса, рифты, авлакогены и тафрогены. А это не что иное, как элементы орогенных геокомплексов. Следовательно, наряду с геосинклинальным типом глубинных разломов можно говорить и об орогенном. Такое разделение можно положить в основу систематики глубинных разломов.

Строить систематику можно по огромному количеству признаков. Важно только получить такие систематики, которыми можно пользоваться как в практических, так и теоретических целях. Представляют интерес два пути их построения. 1. Берется множество систематизируемых объектов; берутся признаки, присущие объектам — элементам этого множества, и по этим признакам с соблюдением соответствующих формальных требований (Любищев, 1923, 1966, 1968, 1972; Геология и математика, 1967) проводится разбиение множества на классы. 2. Объекты фиксированного множества рассматриваются как системы, состоящие из некоторого количества структурных элементов. Задается перечень структурных элементов, а затем классы систематизируемого множества формируются на основании обладания теми или иными структурными элементами. Основное требование к систематикам — все объекты множества должны попасть в какой-нибудь класс, и ни один объект не должен попасть в два (несколько) классов одновременно (Геология и математика, 1967).

Почти все известные систематики глубинных разломов не удовлетворяют формальным требованиям. В них либо наблюдаются пересекающиеся классы, либо имеются объекты, не попадающие ни в один класс, либо, чаще всего, систематизация проводится по совершенно разным наборам признаков — морфологическим, структурным, генетическим. Между тем систематика должна быть выдержана в одной системе признаков. Этому требованию удовлетворяют известные систематики по кинематическому принципу (Суворов, 1964, 1968, 1973; Хаин, 1964 и др.), в соответствии с которыми выделяются глубинные сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и раздвиги. К этим классам следует добавить выделенные недавно В. В. Белоусовым (1975) глубинные взрезы — вертикальные глубинные разломы с вертикальным смещением крыльев. Действительно, по морфологическим признакам их невозможно отнести ни к сбросам, ни к взбросам, так как теряет смысл различие между лежащими и висячими крыльями, а привлекать реконструируемую динамику формирования разломов не следует, чтобы не допускать смещения разных систем признаков. Однако надо отметить, что для глубинных разломов относительное перемещение крыльев устанавливается весьма проблематично по набору косвенных данных (ориентировка осей складок в зоне глубинного разлома и на его крыльях; ориентировка кливажа, трещин и малых разрывов; возраст образований, слагающих крылья; состав динамометаморфических формаций), которые разными исследователями трактуются по-разному (Разломы..., 1962; Гзовский, 1963). Зачастую вывод о кинематическом типе глубинного разлома делается по его наклону, устанавливаемому по геофизическим данным. Особенно большое сомнение вызывает выделение глубинных надвигов. Так, В. В. Белоусов (1975) считает, что единствен-

ными глубинными надвигами являются зоны Беньофа. Однако их принадлежность множеству глубинных разломов еще надо доказать!

С учетом сделанных замечаний систематика глубинных разломов по первому принципу систематизации может быть представлена в следующем виде (рис. 2). По А. А. Любичеву (1972), эту систематику следует отнести к комбинативному типу.

Исследуя глубинный разлом как систему, т. е. строя систематику по второму принципу, следует выделять, во-первых, различные **вещественные ассоциации**, во-вторых, те или иные **структурные элементы** по морфологическим характеристикам. При этом имеющиеся данные позволяют выделить три типа вещественных ассоциаций глубинных

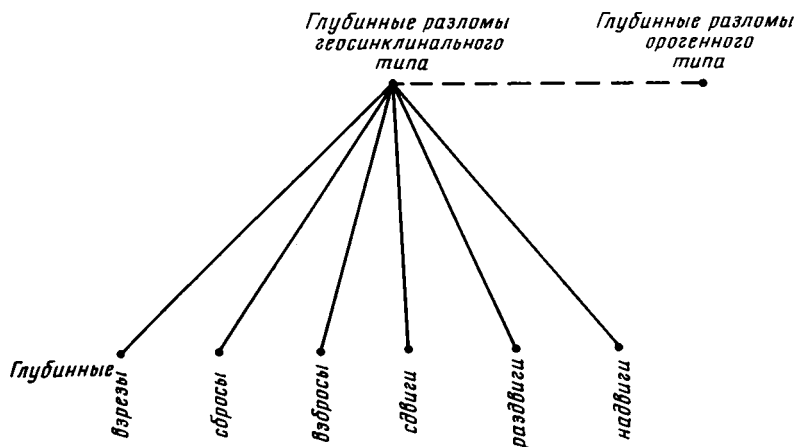


Рис. 2. Систематика глубинных разломов

разломов — офиолитовые пояса, пояса линейных тел гранитоидов и пояса динамометаморфизированных вулканогенно-осадочных образований. По-видимому, в чистом виде ни одна из этих ассоциаций не встречается; они либо группируются попарно, либо встречаются все три совместно. Мы полагаем, что присутствие офиолитовой ассоциации является для глубинных разломов геосинклинального класса обязательным.

В качестве структурных элементов глубинных разломов, выделяемых по морфологическим признакам, могут быть обособлены зоны тектонического меланжа (как разновидность зон гигантских брекчий), зоны смятия и зоны регионального рассланцевания. При этом для зон регионального рассланцевания мы считаем характерным наличие одного направления кливажа, в то время как для зон смятия практически всегда устанавливается развитие кливажа нескольких (не менее двух) направлений. Кроме того, зоны смятия, как это видно из самого термина (Забродин, 19746), характеризуются преимущественным развитием складчатых деформаций. В принципе, хотя бы для зон смятия, возможно дальнейшее развитие систематики — выделение областей приразломной, внутриразломной и межразломной складчатости (Пата-лаха и др., 1974). Построенная на таких признаках систематика, несомненно, является иерархической.

Итак, в «двойственном» понимании термина «глубинный разлом» мы видим путь к уточнению и систематизации этих объектов. При этом целесообразно различать объекты, группирующиеся в две иерархии — геологические тела и дизъюнктивы. В обеих этих иерархиях термином «глубинный разлом» обозначаются объекты высших рангов, но разные по своей природе. В первом случае это тела, сложенные геотектоническими

ми, во втором — крупные дизъюнктивы. Условно можно наметить определенное соответствие между объектами этих иерархий (см. таблицу). Это соответствие можно представить себе так: для каждого ранга геологических тел имеются свои дизъюнктивы — границы, при переходе через которые тела терпят разрыв сплошности.

Для избежания путаницы в использовании термина «глубинный разлом» в рамках той и другой иерархии целесообразно, очевидно, глубинные разломы как тела обозначать термином «зоны глубинных разломов» (как это и делается, например, в случае выделения мио- и эвгеосинклинальных зон), а термин «глубинные разломы» сохранить за дизъюнктивами, нарушающими сплошность тел, образованных геоконтактами. Так или иначе «двойственность» в понимании термина «глубинный разлом» должна учитываться при любых обращениях с этим термином.

Схема соподчиненности некоторых понятий геологии

Тела	Дизъюнктивы
1. Минерал	1. Кливаж
2. Порода	2. Трещина
3. Геоформация	3. Разлом
4. Геоконтакт	4. Глубинный разлом
5. Геосфера	5. Линеамент

Литература

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., «Недра», 1975.
 Геология и математика. Новосибирск, «Наука», 1967.
 Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Часть III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 Гордеев Р. А., Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Естественная иерархия природных систем. — В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976.
 Егизаров Б. Х., Андреев С. И., Аникеева Л. И., Польшин Я. И., Ермаков Б. В., Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Глубинное строение и разрывная тектоника северной полярной области Земли. — В брошюре: Разломы земной коры. Тезисы докладов. М., Изд. Междунедомств. тект. комитета, ротапринт ГИН АН СССР, 1976.
 Забродин В. Ю. Татарский глубинный разлом и Татарская зона смятия в Енисейском кряже. — Геол. и геофизика, 1974а, № 8.
 Забродин В. Ю. Систематика зон смятия. — В сб.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974б.
 Забродин В. Ю. Дизъюнктив как система. — В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976.
 Забродин В. Ю., Турбин М. Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Дальний Восток). — Геотектоника, 1970, № 3.
 Кириков Д. А. Важнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих систем. — В кн.: Материалы по тектонике и магматизму Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 135. Л., «Недра», 1967.
 Коноваленко А. А. Терминология и вопросы систематики глубинных разломов. — В сб.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.
 Коноваленко А. А., Салин Ю. С., Соловьев В. А., Храмов Н. А. Структурно-формационные зоны Олюторского прогиба и его тектоническая природа. — В сб.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
 Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
 Косыгин Ю. А., Коноваленко А. А., Салин Ю. С., Соловьев В. А., Храмов Н. А. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахачинской шовой зоны Восточной Камчатки). — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3.
 Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А., Кулындышев В. А., Соловьев В. А., Синюков В. И. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов. — В брошюре: Разломы земной коры. Тезисы докладов. М., Изд. Междунедомств. тект. комитета, ротапринт ГИН АН СССР, 1976.
 Любичев А. А. О форме естественной системы организмов. — Изв. Биологического научно-исследов. ин-та и биолог. станции при Пермском гос. университете, 1923, т. 2, вып. 3.
 Любичев А. А. Систематика и эволюция. — В сб.: Вопросы внутривидовой изменчивости наземных позвоночных и микроэволюция. Свердловск, Ин-т биологии УФ АН СССР, 1966.
 Любичев А. А. Проблемы систематики. — В кн.: Проблемы эволюции, т. I. Новосибирск, «Наука», 1968.

- Любичев А. А. К логике систематики.— В кн.: Проблемы эволюции, т. II. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Мурзина Г. А. О необходимости уточнения понятия «глубинный разлом» и принципов выделения, описания и сопоставления глубинных разломов.— В сб.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Матер. к конф. молодых ученых и аспирантов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соловьев В. А. Слоистая структура континентов на уровне тектонических комплексов. Автореф. докт. дис. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975.
- Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 179.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Институт тектоники
и геофизики ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Статья поступила
12 марта 1976 г

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.240.089

М. А. ГОНЧАРОВ, Н. С. ФРОЛОВА**ПРИМЕР ИЗМЕНЕНИЯ ВЯЗКОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД
ПРИ НАЧАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ**

Представление, согласно которому в процессе метаморфизма вязкость горных пород существенно понижается, т. е., говоря другими словами, увеличивается их текучесть, по-видимому, является общепринятым. Однако конкретные данные об этом явлении, основанные на результатах экспериментов с горными породами при высоких температурах и давлениях, пока немногочисленны. Более того, эти сведения имеют пока условный характер. Горные породы, которые испытываются в лаборатории, и породы, деформируемые в естественной обстановке, неизбежно различаются по своим физическим свойствам, даже если в лаборатории удастся создать соответствующие термодинамические условия. Порода, испытавшая метаморфизм, и порода, помещенная в термобарокамеру с идентичными температурой и давлением, — это далеко не одно и то же вещество. Например, существенное влияние на вязкость пород оказывает флюидный режим деформирования и, конечно, огромное геологическое время, совершенно несопоставимое с временем проведения экспериментов.

В этой ситуации необходимо привлекать те данные о вязкости горных пород, которые можно получить, наблюдая в природе отдельные особенности складчатых деформаций.

Ниже на примере Таласской тектонической зоны Северного Тянь-Шаня рассматривается вопрос об изменении вязкости некоторых горных пород при начальном метаморфизме. Исследование проводилось в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ в рамках более общей темы «Механизм складчатых деформаций в условиях разных метаморфических фаций».

Таласская тектоническая зона располагается в пределах северного склона Таласского хребта в виде полосы запад-северо-западного простирания. С юга она ограничена Таласо-Ферганским разломом. К северу от последнего и параллельно ему протягивается Центрально-Таласский надви́г, разделяющий Таласскую зону на два блока — Кумыштагский к северу и Узунхатский к югу от надвига.

В строении обоих блоков принимают участие главным образом терригенные и карбонатные толщи верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, общая мощность которых составляет несколько километров. Эти толщи подразделяются на пачки чередующихся слоев различного состава. Слои смяты в линейные тесно сжатые асимметричные складки различного порядка по их размерам. В целом складчатость можно квалифици-

ровать как полную, по терминологии В. В. Белоусова (1971), сформировавшуюся в обстановке продольного сжатия.

Между породами, слагающими Кумыштагский и Узунахматский блоки, имеются различия, обусловленные вторичными преобразованиями. Последние были специально изучены Р. А. Максумовой (1965). Результат этих исследований сводится к тому, что породы Кумыштагского блока испытали только метатенез (пренит-пумпеллиитовая субфация), в то время как породы Узунахматского блока могут быть отнесены к низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев (пумпеллиит-стильпномелановой) по схеме фаций и субфаций, предложенной В. С. Соболевым, Н. Л. Добрецовым и др. (Добрецов и др., 1970, 1972) и принятой А. Бакировым и Н. Л. Добрецовым для классификации метаморфических комплексов восточной части Средней Азии (Бакиров, Добрецов, 1972). По схеме А. Г. Коссовской (Коссовская, Шутов, 1963) первые относятся к раннему метатенезу, а вторые — к позднему метатенезу. Для удобства изложения авторы будут употреблять термин «начальный метаморфизм» для обозначения вторичных изменений пород обоих блоков.

Если говорить о породах **глинистого ряда**, то разница в степени их метаморфизма заключается в следующем. В Кумыштагском блоке первичные глинистые породы превращены в глинистые, а также хлоритокремнистые, серицит-хлоритокремнистые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы, в которых новообразованные минералы (халцедон, кварц, гидрослюда, серицит, хлорит) обычно составляют большую часть всей массы породы, чем первичное глинистое вещество. Размер новообразованных зерен чаще всего меньше 0,01 мм, реже достигает 0,02 мм. В Узунахматском блоке первичные глинистые породы в настоящее время представляют собой филлитовые сланцы кварц-серицитового или серицит-хлорит-кварцевого состава, состоящие целиком из новообразованных минералов (кварца, серицита, хлорита, альбита, иногда мусковита, редко биотита). Размер зерен от 0,01 до 0,05 мм. Породы глинистого ряда в пределах обоих блоков рассеяны кливажем, обусловленным единообразной ориентировкой пластинчатых минералов.

Что касается известняков, то в Кумыштагском блоке наиболее широко распространены их пелитоморфные и мелкокристаллические разновидности; размер зерен кальцита не превышает 0,03 мм. В Узунахматском блоке преобладают мелко- и среднекристаллические разновидности; размер зерен 0,02—0,1 мм.

В известняках Кумыштагского блока кливаж встречается крайне редко. Под микроскопом можно наблюдать преимущественно изометричные зерна кальцита. Напротив, в пределах Узунахматского блока известняки кливажированы, что обусловлено единообразной ориентировкой слегка удлиненных зерен кальцита.

Таким образом, можно констатировать, что известняки Кумыштагского блока не подвергались тем внутрислойным деформациям, которые свойственны известнякам Узунахматского блока. Принимая во внимание одинаковый возраст складчатости и соответственно одинаковую длительность деформации в обоих блоках, можно сделать вывод о большей скорости деформации известняков в Узунахматском блоке. Это позволяет сделать заключение о меньшей вязкости (большей текучести) известняков в этом блоке по сравнению с Кумыштагским.

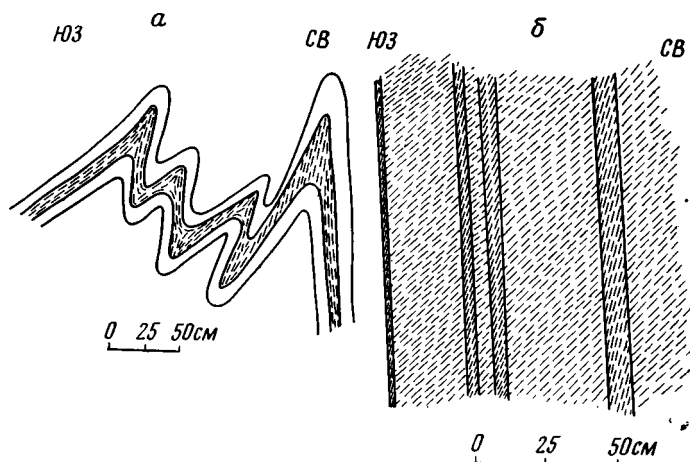
Таким образом, наш **первый вывод** состоит в том, что лишнее подтверждается представление, согласно которому известняки по мере нарастания метаморфизма снижают свою вязкость, т. е. становятся более текучими.

Теперь произведем оценку **относительной вязкости** глинистых и карбонатных пород.

В Кумыштагском блоке, как уже говорилось, кливаж развит в сланцах и практически отсутствует в известняках, что довольно обычно для

толщ, испытавших лишь незначительные вторичные преобразования (Кириллова, 1962. и др.). В замках мелких складок слои известняка или совсем не изменяют свою мощность по сравнению с крыльями, или изменяют ее в меньшей степени, чем слои сланцев (рис. а). Все это свидетельствует о том, что в процессе складчатой деформации известняки имели большую вязкость, чем сланцы.

В Узунахматском блоке кливаж развит как в сланцах, так и в известняках. Часто наблюдается преломление кливажа в слоях разного



Мелкие структурные формы как показатели различного поведения известняков и сланцев в процессе складчатой деформации

а — Кумыштагский блок, слабый метаморфизм; кливаж развит в сланцах и отсутствует в известняках. б — Узунахматский блок, более сильный метаморфизм; кливаж преломляется в слоях различного состава на северо-восточном крыле антиклинальной складки; кливаж в известняках образует меньший угол со слоистостью, чем в сланцах

состава (рис. б). При этом кливаж образует в известняках меньший угол со слоистостью, чем в сланцах. Данный факт свидетельствует о меньшей вязкости известняков по сравнению со сланцами. Уменьшение угла между кливажем и слоистостью в менее вязких породах и соответственное преломление поверхностей кливажа неоднократно описывалось в литературе (Белоусов, 1971; Очерки..., 1970 и др.) и подтверждено экспериментально (Лебедева, 1976).

Наш второй вывод заключается в том, что по мере нарастания метаморфизма происходит изменение относительной вязкости глинистых и карбонатных пород: при меньшей степени метаморфизма более вязкими являются известняки, а при несколько более высоком метаморфизме — сланцы. Употребляя иную терминологию; можно сказать, что в первом случае «более компетентными» породами были известняки, а во втором, наоборот, сланцы. Аналогичный результат получен экспериментальным путем при изучении совместной деформации глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур (Лучицкий и др., 1967).

Изучение особенностей складчатых деформаций в Таласской тектонической зоне Северного Тянь-Шаня позволило сделать следующие выводы об изменении вязкости отдельных типов пород в условиях начального метаморфизма:

1. При увеличении степени метаморфизма происходит понижение вязкости известняков.

2. При слабом метаморфизме известняки обладают большей вязкостью, чем сланцы. При усилении метаморфизма известняки становятся менее вязкими по сравнению со сланцами.

- Бакиров А., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.
- Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метакристаллизации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Максимова Р. А. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тоо. В сб.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1965.
- Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова
- Статья поступила
28 января 1975 г.

УДК 551.248.2(235.211)

Н. В. ЛУКИНА

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОВЕРХНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ СЕВЕРНОГО ПАМИРА

Внимание к вопросам неотектоники сложной в геологическом отношении области Северного Памира и его сближения с Южными Тянь-Шанем проявлялось давно. Помимо карты новейшей тектоники СССР под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1959), главные черты новейших деформаций этого региона отражены на неотектонических картах Средней Азии (Гзовский и др., 1960), Таджикистана (Костенко, 1961; Чедия, Трофимов, 1968) и Юга СССР под редакцией Л. П. Полкановой (1971). Кроме того, составлены карты новейших тектонических движений Памиро-Алая (Леонов, 1961), Алайской впадины и ее горного обрамления (Рейснер, 1958), Юго-Западного Дарваза (Бельский, 1969).

В последние годы интерес к региону возрос, так как появились данные, свидетельствующие о проявлении здесь в новейшее время интенсивного субмеридионального горизонтального сжатия.

В настоящей статье рассматриваются новейшие деформации Северного Памира, полученные автором путем анализа современного положения поверхности палеозойского основания, отраженного на карте с помощью изолиний (рисунок). Основы методики построения такого рода карт разработаны Д. П. Резвым (1953) для Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня. Впоследствии эта методика была дополнена, обогащена другими исследователями и применена для ряда районов Средней Азии (Костенко, 1963; Чедия, 1963; Казимиров, Лукина, 1966; Лукина, 1971, 1973).

Правомерность построения неотектонической карты по кровле палеозойских образований основывается на специфике тектонического развития региона.

В мезозое Северный Памир представлял собой устойчивое поднятие, почти сnivelированное в конце палеогена (Леонов, 1961 и др.). Начиная с олигоцена, эта область была охвачена орогеническими процессами. Активные неоген-четвертичные тектонические движения, которые продолжаются и в настоящее время, сформировали современный рельеф Памира. Предорогенная преднеогеновая поверхность выравнивания (по данным В. Н. Крестникова (1962), с размахом рельефа не более 500 м), выработанная на палеозойских породах, была интенсивно деформирована, поднята, расчленена глубокими эрозионными врезами и на значительной территории уничтожена. Палеозойские породы на отдельных участках Северного Памира оказались на высотах более 7000 м над уровнем моря, а в прилежащих депрессиях на глубине —5000 м (в Алайской депрессии) (Леонов, 1961) и —10 000, —12 000 м (в Таджикской депрессии) (Булин, Проняева, 1970).

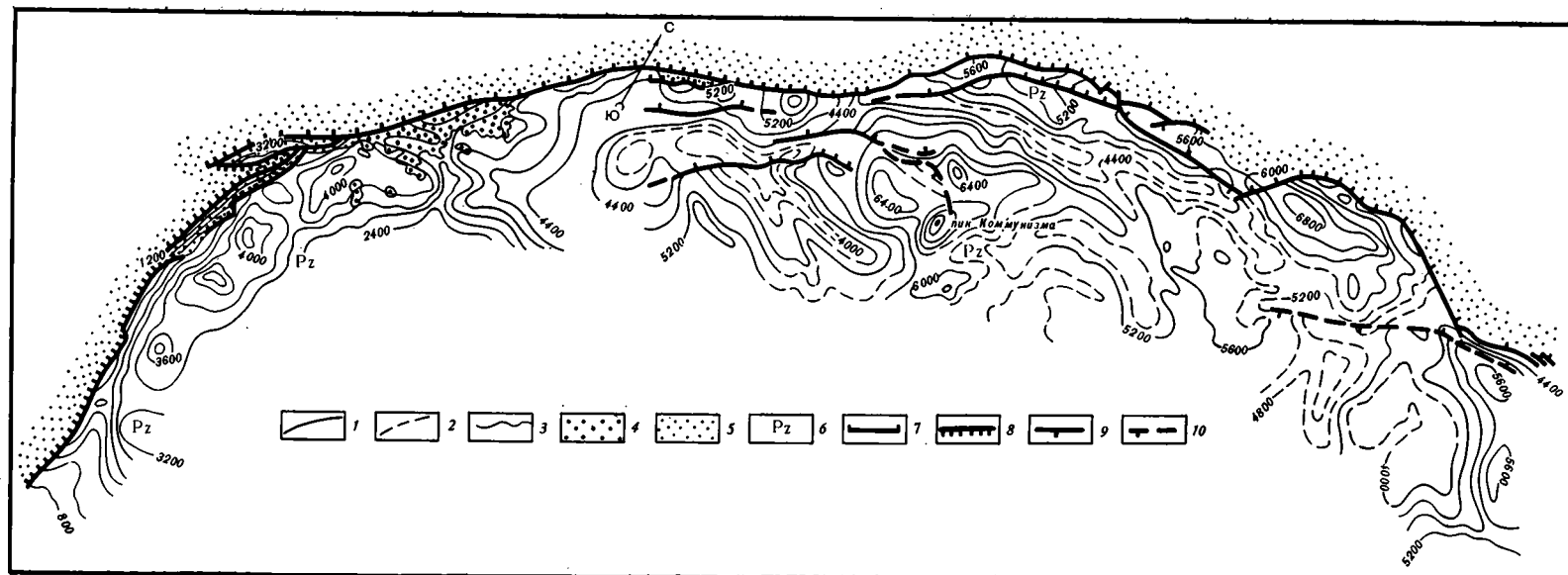
Карта поверхности палеозойского основания отражает в общих чертах деформации преднеогеновой поверхности выравнивания. Построенная автором на основе детальных полевых работ, аэровизуальных наблюдений, анализа геологических и топографических карт и использования имеющихся литературных данных, она охватывает хр. Кухифруш с южными отрогами, Дарвазский хребет, восточную часть хребта Петра I и Заалайский хребет. В тектоническом отношении это северная и северо-западная часть Памирской орогенической области, протягивающейся узкой полосой вдоль Дарваз-Каракульского разлома, по которому Северный Памир граничит с Таджикской и Алайской депрессиями.

На разных участках территории карта новейших деформаций поверхности палеозойского основания построена по различным принципам. В областях распространения неогеновых отложений, лежащих с резким угловым несогласием на палеозойских породах, достоверные изолинии проводились по гипсометрическим отметкам их контактов, обнаженных в рельефе. На большей части территории, там, где неогеновые отложения отсутствуют, реконструкция современного положения поверхности палеозойского основания отождествлялась с построением карты вершинной поверхности¹. Характерные для западной части Северного Памира узкие V-образные долины, разделяющие расположенные практически на одном гипсометрическом уровне извилистые водоразделы, позволили провести достаточно достоверные изолинии вершинной поверхности. В восточной части Северного Памира, где высокогорные узлы постепенно снижаются в сторону широких долин и крупных ледников, не исключено, что изолинии оконтуривают более молодые по отношению к вершинам элементы рельефа. Здесь проведены предполагаемые изолинии. Конфигурация и степень достоверности тектонических разрывов заимствована с геологических карт, морфология их установлена по полевым и литературным данным.

Построенная по таким принципам карта поверхности палеозойского основания дает представление о минимальных новейших деформациях, так как она не учитывает масштаба денудации за неоген-четвертичное время. Существует мнение, что последняя не превышает первых сотен метров (Костенко, 1963; Сеницын, 1948; 1951 и др.).

В пределах Северного Памира гипсометрические отметки поверхности палеозойского основания колеблются от 800 м до почти 7500 м (см. рисунок). На субмеридиональном участке (хр. Кухифруш и его южные

¹ Как известно, построение карт вершинных поверхностей — один из распространенных приемов геоморфологического анализа новейших деформаций (Спиридонов, 1959).



Карта новейших деформаций поверхности палеозойского основания Северного Памира
 Изолинии современного положения поверхности палеозойского основания: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые, 3 — геологические границы. Возраст пород: 4 — неогеновый, 5 — мезозойско-кайнозойский, 6 — палеозойский. Тектонические разрывы, нарушающие поверхность основания (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла): 7 — сбросы, 8 — взбросы и надвиги; 9 — разрывы неустановленного типа достоверные, 10 — предполагаемые

отроги) они увеличиваются с юга на север от 800 до 4500 м. В Дарвазском хребте и хр. Петра I нарастание высот происходит с юго-запада на северо-восток: на участке северо-восточной ориентировки они изменяются от 2400 до 5600 м, а на участке восток-северо-восточного простиранья — от 2400 до 6400 м. Максимальные высоты достигают почти 7500 м (пик Коммунизма 7483 м в хребте Академии наук). Далее к востоку происходит снижение поверхности основания в субширотном направлении до 5800 м (пик Красных Командиров 5822 м у границы СССР с КНР).

Изменение гипсометрических отметок поверхности палеозойского основания оказывается вполне закономерным, если проанализировать их связь с простираньем Дарваз-Каракульского разлома. Действительно, как видно из карты, наивысшие поднятия приурочены к участкам смены простиранья краевого глубинного разлома Памира. В хребтах Кухифруш и Дарвазском максимальные в районе высоты, 4400 м, находятся там, где простиранье Дарваз-Каракульского разлома изменяется с субмеридионального на северо-северо-восточное и затем северо-восточное. В восточной части хр. Петра I на участке смены простиранья краевого разлома с северо-восточного на восток-северо-восточное и снова на северо-восточное располагаются максимальные в районе высоты — 5600 м. Наивысшая вершина Памира — пик Коммунизма (7483 м) приурочена к зоне смены северо-восточной ориентировки Дарваз-Каракульского разлома на субширотную. Пик Ленина (7134 м) находится в районе изменения субширотного простиранья краевого глубинного шва на северо-восточное, снова субширотное и северо-западное. И наконец, пик Красных Командиров (5822 м) расположен там, где разлом снова приобретает субширотное простиранье.

Явление наибольшей гипсометрической приподнятости областей стыка или пересечения разноориентированных поднятий отмечалось ранее для районов Средней Азии (Кравченко, Смирнов, 1957; Казимиров, Лукина, 1966). Теперь на примере Северного Памира выявлена их связь с простираньем крупного краевого разлома.

На карте О. К. Чедия и А. К. Трофимова (1968) почти все участки приподнятого положения поверхности основания выделены как поперечные новообразованные новейшие поднятия, хотя они, кроме поднятия хребта Академии наук, имеют изометричную форму в плане. По нашему мнению, это просто результат закономерной ундуляции свода поднятия Северного Памира.

Область наибольших по амплитуде новейших поднятий Северного Памира располагается в пределах хребта Академии наук. Она имеет свое продолжение и в Тянь-Шане, о чем свидетельствуют продольный и поперечный профиль р. Кызылсу, высокое гипсометрическое положение поверхности палеозойского основания Алайской депрессии (Леонов, 1961) и ее максимальная деформированность в Алайском хребте (Лукина, 1973). Этому действительно поперечному поднятию, хорошо выраженному на космических снимках, соответствует субмеридионально вытянутая область наиболее толстой земной коры (70 км) (Косминская и др., 1958) и резкая граница областей разной сейсмической активности (Леонов, 1961; Крестников, 1962). Поднятие хребта Академии наук разделяет Западный и Восточный Памир, неодинаково развивающиеся на современном этапе. В отличие от Западного, Восточный Памир испытывает некоторое замедление тектонических движений, о чем свидетельствует интенсивная аккумуляция аллювия во всех его долинах и озерных котловинах.

Литература

- Бельский В. А. О карте новейшей тектоники юго-западного Дарваза. — Докл. АН ТаджССР, 1969, т. XII, № 6.
Булин Н. К., Проняева Е. А. Глубинное строение Таджикской депрессии по сейсмо-

- гическим данным.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н., Резанов И. А., Рейснер Г. И.* Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8.
- Казимиров Д. А., Лукина Н. В.* Деформация поверхности фундамента Ферганы и ее горного обрамления в связи с морфологией структур чехла и закономерностями их расположения.— Тр. ВНИГНИ, вып. 54, 1966.
- Косминская И. Н., Михота В. В., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 10.
- Костенко Н. П.* Главные черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. Сб. трудов Геол. ф-та МГУ к XXI сессии Междунар. геол. конгр. Изд. МГУ, 1961.
- Костенко Н. П.* Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии).— В кн.: Современные движения земной коры. Сб. статей № 1, Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Крестников В. Н.* История колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кравченко К. Н., Смирнов Л. Н.* О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане.— Вестн. МГУ. Сер. биологии, почвоведения, геологии, географии, 1957, № 1.
- Леонов Н. Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Лукина Н. В.* Структура поверхности фундамента юго-западного Гиссара.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Лукина Н. В.* О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Николаев Н. И., Шульц С. С.* Карта новейшей тектоники СССР. М-б 1 : 5 000 000. Геолтехиздат, 1958.
- Рейснер Г. И.* Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления.— Докл. АН СССР, 1958, т. 23, № 6.
- Резвой Д. П.* Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений.— Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, сер. геол., том 23, вып. 6, 1953.
- Синицын Н. М.* О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае.— Изв. Всес. геогр. о-ва, вып. 1, 1948.
- Спиридонов А. И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований. Изд. МГУ, М., 1959.
- Чедия О. К.* К методике составления карт новейшей тектоники для среднеазиатских гор.— В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Изд-во «Дониш», Душанбе, 1963.
- Чедия О. К., Трофимов А. К.* Суммарные вертикальные деформации донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время. Атлас Таджикской ССР. Изд. ГУГК при Совмине СССР, Душанбе — Москва, 1968.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
10 декабря 1975 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

С. Н. ИВАНОВ, Г. Б. ФЕРШТАТЕР**О ЛАТЕРАЛЬНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
ЗОНАЛЬНОСТИ В ЗОНАХ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
(КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ДВУМ СТАТЬЯМ
Л. П. ЗОНЕНШАЙНА И ЕГО СОАВТОРОВ)**

Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым, В. И. Коваленко, А. Я. Салтыковским, Л. М. Натаповым, Г. А. Кудрявцевым, Ю. Г. Гатинским, И. В. Виноградовым, А. В. Мишиной, В. М. Моралевым были опубликованы интересные исследования магматической и металлогенической зональности западной части Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов (Зоненшайн и др., 1973, 1974). На колоссальной территории, простирающейся на 6,5 тыс. км, охватывающей площадь более 10 млн. км² и включающей разнообразные комплексы с возрастом от среднего кембрия до палеогена, проведены по единой методике металлогенические исследования. Методика эта заключается в выделении характерных магматических пород, развивающихся одновременно или почти одновременно в пределах узких возрастных интервалов, охватывающих 40—60 млн. лет. По существу произведено рассмотрение петрологической и металлогенической зональности на палеотектонических картах, построенных на современной географической основе без реставрации исходного положения выделяемых комплексов пород и сопровождающих их руд. В результате для каждой эпохи было установлено приблизительно параллельное расположение эвгеосинклинальных образований с ультрабазитами и базитовым вулканизмом, зон известково-щелочного вулканизма и далее зон гранитного и щелочного магматизма. Соответственным образом параллельно краю континента в рассматриваемую эпоху располагаются и месторождения полезных ископаемых разных типов, что дало возможность авторам сделать интересные теоретические сопоставления и выводы и дать ряд прогнозных металлогенических оценок. Удалось успешно сопоставить металлогеническую зональность столь удаленных районов как Казахстан и побережье Тихого океана и дать заключение об общих закономерностях распределения в них рудных месторождений. Такой плодотворный подход к металлогеническому анализу огромных территорий, сложнейших по своему геологическому строению, родился и стал возможным благодаря развитию формационного метода на основе идей мобилизма. В свою очередь, рассматриваемые работы служат хорошим примером, подтверждающим основные следствия, вытекающие из идей «новой глобальной тектоники». Таким образом, опубликованные исследования имеют существенное значение не только для металлогении, но и для понимания развития земной коры в самых разнообразных аспектах и требуют обсуждения.

Выделенные Л. П. Зоненшайном с соавторами на палеотектонических картах магматические формации следует рассматривать как результат первого, весьма еще несовершенного анализа, подлежащего серьезному уточнению как в своей принципиальной основе, так и в смысле отнесения тех или иных конкретных образований к определенным выделенным ими формациям. Наши критические замечания будут касаться лишь принципиальной стороны работы, далеко не исчерпывая ее.

Путь анализа, предлагаемый Л. П. Зоненшайном и др., предусматривает, во-первых, определение для каждой эпохи палеотектонической обстановки и, во-вторых, выделение магматической (отчасти структурно-магматической) и металлогенической зональности, свойственной каждой такой обстановке. С надежным успехом делать это можно, только восстановив исходное пространственное положение выделяемых комплексов и формаций по отношению друг к другу. Это очень существенно, так как работы последних лет во многих регионах мира, в частности и в тех, которые охвачены исследованиями Л. П. Зоненшайна и его соавторов, показали, что островодужные и океанические формации после своего образования передвинуты относительно континентальных; причем океанические — на огромные расстояния, в сотни и иногда даже, видимо, тысячи километров. Поэтому восстанавливать палеогеологическую картину и зональность надо на исходной основе, не деформированной последующими тектоническими перемещениями. Это очень трудная и далеко не всегда разрешимая задача, но только ее решение может привести к устранению многих неясностей, отклонений от намечающихся закономерностей в размещении формаций и прямых противоречий. Нельзя винить авторов рецензируемых статей за то, что они этого не сделали, несомненно, такая работа будет сделана позже. Однако их следует упрекнуть в том, что они не поставили такой задачи — восстановления палеогеологической обстановки формирования различных зон, комплексов и формаций. На своих картах авторы рецензируемых статей в ряде случаев вынуждены считаться с огромными горизонтальными перемещениями, приводящими к раздвигу на сотни километров формаций, некогда непосредственно контактировавших между собой. Между такими раздвинутыми формациями они изображают белые поля более молодых эвгеосинклинальных зон (17 в условных обозначениях на фиг. 2 работы 1974 г.) и пишут, что края этих контуров при полной реконструкции должны быть сомкнуты.

Таким образом, раздвиги как-то изображены. Хуже обстоит дело с надвигами и сдвигами. Лишь в одном месте в сочленении северной и южной половины о. Хонсю авторы нарисовали исходное, не современное положение островной дуги. Такое неоговоренное единственное исключение невольно ставит вопрос: а признают ли авторы перемещения крупных фрагментов земной коры в других местах, и если — да (что следует из всей их концепции, в частности раскрытия и закрытия океанических бассейнов), то почему они об этом молчат? Несомненно, что именно незнанием в настоящее время палеоположения большинства рассматриваемых комплексов (формаций, зон) объясняются неувязки, затрудняющие интерпретацию. Для каждой из этих неувязок нужно придумывать гипотезу *ad hoc*.

Одной из таких гипотез, по нашему мнению неудачной, является объяснение трансформным разломом глубокого захода в материк прибрежных рудоносных формаций вдоль Монголо-Охотской зоны. Последняя трактуется то как «поперечный», то как «трансформный» разлом. Подобные разломы, пишут авторы, не нарушая сплошности, выводят металлогеническую зональность далеко (на несколько тысяч километров) в глубь Азиатского континента. Л. П. Зоненшайн и др. без должных оснований считают такие разломы «трансформными», связывая их зарождение не с срединно-океаническими хребтами, а с прежними системами

островных дуг и окраинных бассейнов. Такая трактовка неубедительна по разным причинам.

Во-первых, с трансформными разломами нигде в мире не установлено связи сколько-нибудь богатой металлогении. Более того, скудность позднеэретичными рудными месторождениями северо-востока Северной Америки по сравнению с южной ее частью связывают с тем, что в это время соответствующий край материка был ограничен трансформным разломом (Ф. Гилд, доклад на симпозиуме в Варне, 1974).

Во-вторых, трактовка Л. П. Зоненшайна и соавторов не может быть мысленно (или на карте) воспроизведена с учетом характерных особенностей трансформных разломов (Вильсон, 1974; Ranally, 1974; Freund, 1974, и др.). Трансформный разлом в типичном случае должен давать сдвиг между плитами, а не между ее отдельными блоками, как это предполагают Л. П. Зоненшайн и др. Поэтому изображение трансформного разлома (жирной горизонтальной линии на рис. 5 — Зоненшайн и др., 1973) западные области эвгеосинклинали не оправдано. По этой линии сдвижения типа трансформного разлома могли произойти только при условии, что раздвигание земной коры было асимметричным и в разных блоках происходило с разной скоростью. Такое допущение теоретически, быть может, возможно, но для данного случая ничем не подкреплено и является типичной гипотезой *ad hoc*. Если же Монголо-Охотская рудоносная зона обусловлена «обычным» разломом со сдвигом на 600 км, то вряд ли последний мог погаснуть на протяжении 1600 км, как это явствует из сопоставления рис. 1 и 2 (Зоненшайн и др., 1973). При этом возникает и другой вопрос — почему петрологическая и металлогеническая зональность на огромных пространствах Монголо-Охотской зоны подчиняется поперечному разлому, а не зональности, параллельной краю континента? Сколь обоснована «разрывная» трактовка этой зоны?

Сильное смещение магматической и рудной зональности на запад вдоль Охотско-Монгольской зоны требует более правдоподобного объяснения, быть может, в плане более сложных исходных контуров растущего континента, быть может, в связи с расколами растяжения, как-то связанными с Байкальской рифтовой зоной. В частности, напрашивается мысль, что в Забайкалье ранне- и, видимо, позднемезозойские магматические образования связаны скорее всего не с воображаемым трансформным разломом, а с зоной рифта.

Авторы рецензируемых статей вообще, видимо, недооценивают значения рифтогенеза для образования магматических формаций. В. М. Моралев (1973) обратил внимание на расположение щелочно-ультраосновных массивов по краям разрыва континентов в Северо-Атлантической провинции. Однако по этому поводу авторы рассматриваемых статей, в том числе и В. М. Моралев, пишут: «...очевидно, в этом случае наблюдается другой тип зональности по сравнению с западной частью Тихоокеанского пояса». Другой ли? Не есть ли проявление щелочного ультраосновного магматизма, а также, быть может, даже и олово-вольфрамоносных гранитоидов Забайкалья (так же, как и некоторых других районов) началом раскола континента или актом подъема глубинного материала в этап растяжения, не приводящего пока к расколу материка? В обоих случаях этот процесс не будет последним дальним звеном латерального ряда, начинающегося с эвгеосинклинали. Можно указать на случаи, когда щелочные породы не подчиняются отмеченной Л. П. Зоненшайном и др. зональности (например, щелочные интрузии средней части Кореи, лежащие восточнее зоны андезитов и гранитоидов).

Для решения этого вопроса большое значение имеет всесторонняя формационная характеристика выделяемых типов магматических пород, которая в отношении гранитоидов в рецензируемых работах заменена выделением «геохимических типов».

В рассматриваемых статьях четко не определено само понятие — что же это такое «геохимический тип гранитов»? Судя по Л. В. Таусону

(1973), это граниты с различным содержанием редких элементов, которое обусловлено разным генезисом гранитоидов. В этом случае можно говорить о существовании таких типов, для каждого из которых характерен определенный состав в отношении редких элементов. Действительно, разница в содержании редких элементов, скажем, в плагиогранитах, с одной стороны, и нормальных калиевых гранитах — с другой, существует. Но она связана с их разным составом в отношении петрогенных элементов, в частности, калия. В то же время петрологи давно установили, что различное содержание калия в гранитоидах обусловлено не способом их образования: и среди палингенных гранитов и среди продуктов дифференциации более основной магмы отмечаются как натровые, так и калий-натриевые разности. Причины, обусловившие появление магматических серий с различным соотношением щелочей, остаются во многом неясными. Это соотношение, конечно, отражает некоторые генетические особенности гранитоидов, но те ли, которые подразумевают авторы рассматриваемых статей?

Говоря о геохимических типах, авторы не указывают, о каких конкретно породах идет речь. В статье Л. П. Зоненшайна и др. (1974) дана характеристика геохимических типов гранитоидов, по которым они выделяют магматическую зональность. Указано, что габбро-плагиогранитный геохимический тип содержит 0,5% калия. К какой же породе относится эта цифра — к среднему по массивам, включая и габбро, или только к плагиограниту? То же самое можно спросить относительно плагиогранит-гранодиоритового и гранит-гранодиоритового геохимического типа. Разные гранитоиды в каждом из этих типов будут иметь разное содержание редких элементов. Мы думаем, что эти простые соображения учитывались авторами. Поэтому можно предположить, что они оперируют средними содержаниями петрогенных и редких элементов, но ведь эти средние будут сильно варьировать в зависимости от количественных соотношений гранитоидов разного состава. Все эти неясности должны быть устранены. Пока же создается впечатление, что авторы взяли действительно существующие и повторяющиеся ассоциации гранитоидов, которые обычно выделяются как формации и просто заменили термин формация «геохимическим типом».

По М. И. Кузьмину (1972), в каждом тектоно-магматическом цикле устанавливается следующая возрастная последовательность геохимических типов: габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный, стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов и щелочных гранитов. Это обычнаягомодромная последовательность, первые три члена которой входят почти в каждый гранитоидный массив, каждую серию. В большинстве случаев все члены этой серии в данном отдельном массиве имеют единую природу, но, по мысли авторов, они должны быть отнесены к разным геохимическим типам, так как, имея разный валовой состав, они характеризуются разным содержанием и редких элементов.

Классифицируя гранитоиды по формальному геохимическому признаку, авторы в то же время не могут избежать объединения их в определенные объективно существующие серии, о чем говорят названия геохимических типов (габбро-плагиогранитный и т. д.). Отсутствие генетического и строгого формально-логического подхода привело критикуемых авторов к неясностям при выделении геохимических типов. Так, гранит-гранодиоритовый тип содержит граниты, аналогичные по составу так называемым стандартным. Последние оказываются в одном случае в гранит-гранодиоритовой ассоциации (геохимическом типе), в другом — в ассоциации с литий-фтористыми гранитами (см. табл. в ст. Л. П. Зоненшайна и др., 1974). В то же время такие важные генетические зоны собственно гранитов (вполне «стандартных», т. е. отвечающих гранитной эвтектике), как производные разных по водонасыщенности магм — водные и маловодные, авторами рассматриваемых статей

не выделяются. А ведь эти типы гранитов характеризуются разным геологическим положением, и для целей реставрации истории развития земной коры выделение их имеет первостепенное значение. Дело в том, что «водные» плутонические граниты приурочены исключительно к эвгеосинклинальным зонам, а внутри последних — к регионально метаморфизованным толщам. Они однозначно фиксируют эпохи интенсивного проникновения в земную кору водных горячих флюидов, обусловивших развитие максимальных пластических деформаций. Тогда как «маловодные» граниты являются часто и внеэосинклинальными и в зависимости от своих различных формационных признаков отмечают разные стадии развития земной коры.

С этих позиций латеральная зональность в распределении гранитоидов, выявленная в пределах рассмотренных крупных геосинклинальных районов земной коры, даже при далеко несовершенном их расчленении фиксирует изменение их формационной принадлежности в зависимости от стадии развития земной коры. На Урале, например, параллельно с возрастанием мощности базитовой коры океанического типа с удалением от внутриэосинклинальных зон гранитного метаморфизма (которые обычно трактуются как зоны поднятий) закономерно изменяется тип гранитоидных серий и падает содержание калия в гранитах, завершающих эти серии. В гранитоидных поднятиях (в зонах гнейсификации) развиты преимущественно гранитные (адамеллит-гранитные) серии, на границе с базитовыми вулканогенными зонами — тоналит-гранодиоритовые и, наконец, в вулканогенных зонах с сохранившимся океаническим типом коры — габбро-гранитные (габбро-плагιοгранитные) серии, в которых преобладают габброиды. Последние два типа серий отвечают переходной (островодужной) стадии эволюции, а адамеллит-гранитные серии — континентальной и концентрируются они в блоках с развитой континентальной корой.

Близкий тип зональности выявлен и авторами рассматриваемых статей. И было бы лучше, если бы они продемонстрировали эту зональность не такой неопределенной категорией, как геохимический тип гранитоидов, а геологически обособляющимися ассоциациями гранитоидных пород.

В последней из рассматриваемых статей ее авторы выделяют два типа латеральной зональности: один ряд, характеризующийся ими как литофильный, свойствен окраинам материков андского типа, другой ряд, названный халькофильным, — островодужным окраинам континентов. Оба ряда весьма похожи, и главное отличие их первых звеньев заключается, по авторам, в том, что первый член андского (литофильного) ряда представлен «эвгеосинклинальной зоной со спилит-базальтовым вулканизмом и гипербазитами с медноколчеданным, золотым, хромово-никелевым и платиновым оруденением», тогда как во втором ряду первый член представлен «зоной развития андезито-базальтовых вулканитов и габбро-плагιοгранитных интрузий (островодужная ассоциация) с колчеданной медной и полиметаллической минерализацией, иногда с золотом» (Зоненшайн и др., 1974, стр. 13 и 14). С этим нельзя согласиться, так как во многих островных дугах отмечается не только интенсивный базальтовый (толеитовый) вулканизм, но и отмечаются классические разрезы ультрабазит-базитовых толщ (например, в Новой Гвинее, Новой Каледонии на Тиморе и т. д.). Да и сами авторы это отмечают, но по непонятным причинам второй ряд начинают с андезито-базальтовых островодужных формаций. Во многих эвгеосинклиналях прошлого можно наблюдать параллельное залегание близких по возрасту спилит-базальтовых и андезитовых толщ, причем такая пара на Урале, например, повторяется трижды в параллельных разновозрастных зонах. Таким образом, следуя Л. П. Зоненшайну и др., мы должны в данном случае в течение среднего палеозоя предполагать на Урале 6-кратную смену андского хода развития земной коры островодужным и наоборот.

В теоретической интерпретации полученных результатов Л. П. Зоненшайн с соавторами развивают свою концепцию, несколько отличающуюся от более распространенного варианта мобилистской глобальной тектоники. Принимая данные Д. Карига и отчасти других о возможном подъеме мантийного материала (или его производных) в островодужных бассейнах и отодвигании островных дуг от материка, авторы предполагают вдоль фокальных зон Заварицкого — Бенъофа встречный восходящий литофильный поток. Этот поток вязкого материала в континентальном крае, подвергшемся сильнейшему воздействию погружающейся океанической литосферы, совершенно невероятен. Глубокие краевые области континента могут в этих условиях сдвигаться только вниз, затаскиваясь в силу трения погружающейся океанической корой. Такой процесс увлечения прилегающих частей, частичный их сдвиг легко воспроизводится экспериментально и известен при изучении крупных смещений в природе. Предполагать же в этих условиях сдвигение прилегающих частей материка в противоположную сторону нет оснований.

Видимо, подъем материала, если он действительно имеет место в тылу островных дуг, надо связывать или с вращательным движением крупных блоков в зоне трения, или с этапами растяжения, временной смены всей динамики на обратную. Возможны и другие объяснения. Мы не обсуждаем этот вопрос, но лишь указываем, что схема Л. П. Зоненшайна противоречит законам механики.

На поясняющем рисунке (рис. 6 на стр. 17, Зоненшайн и др., 1973) встречный поток «**литофильного вещества**» в своей главной массе (на рисунке три жирные стрелки) устремляется в область эвгеосинклинали и обуславливает здесь... спилит-базальтовый вулканизм и образует океаническую литосферу, т. е. базальтовый слой и верхнюю мантию!

Совершенно непонятно далее, почему спилит-базальтовый эвгеосинклинальный вулканизм с хромом, никелем и платиной помещен на этом рисунке с континентальной зоны известково-щелочного островодужного вулканизма, тогда как на всех четырех картах, приведенных в той же статье, он располагается с океанической стороны.

Несмотря на отмеченные промахи, неясности и ошибки, особенно в теоретической интерпретации, рассмотренные работы весьма интересны и ценны. Надо думать, что их обсуждение, хотя и не устранил дискуссионность в настоящее время многих объяснений и выводов, все же позволит еще более усовершенствовать примененный метод металлогенического анализа.

Литература

- Вильсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций.— Геология рудн. месторожд., 1974, № 4.
- Кузьмин М. И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— Тр. I Международного геохимического конгресса, т. III, кн. 2. Гранитизация, граниты и пегматиты. М., «Наука», 1972.
- Моралев В. М. Тектоника плит в применении к анализу металлогении древних платформ.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., ВСЕГЕИ, 1973.
- Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов.— В кн.: Ежегодник-1972. Иркутск. «Наука», 1973.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 1974, N 1/2, v. 21.
- Ranally G. Tectonic role oceanic fractura zones. Marine Geol., 1974, v. 17, No. 2.

ХРОНИКА

УДК 551.242

**О РАБОТЕ ПОДКОМИССИИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
ВО ВРЕМЯ XXV СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КОНГРЕССА (СИДНЕЙ, АВГУСТ 1976 г.)**

Очередное заседание Подкомиссии по тектонической карте мира (ПТКМ), как и других подразделений Комиссии по геологической карте мира (КГКМ), было проведено в августе 1976 г. в Сиднее во время XXV сессии Международного геологического конгресса. В нем приняло участие свыше 50 человек более чем из 15 стран, в том числе из СССР А. В. Пейве, В. Е. Хаин, В. Д. Наливкин, А. Л. Яншин, А. И. Жамойда, В. П. Колчанов, Ю. Г. Леонов, А. А. Трофимук, М. Г. Равич и др.

В первый день (16.VIII) генеральный секретарь ПТКМ В. Е. Хаин рассказал о проделанной за истекшие два года¹ работе, связанной с завершением составления и передачей в печать Международной тектонической карты Европы и смежных областей масштаба 1:2 500 000, передачей в печать краткой объяснительной записки к карте (4 а. л.) на русском языке и подготовкой к печати сводных объяснительных записок на русском и на английском и французском языках (два издания по 90 а. л.), продолжением работ над Международной тектонической картой мира масштаба 1:15 000 000, участием ПТКМ в ряде проектов Международной программы геологической корреляции (МППГК). Текст отчетного доклада и некоторые новые предложения по океаническому разделу легенды карты мира (исходящие из резкого отличия строения континентов и дна океанов и необходимости отражения объективных данных, могущих служить основой при разработке любой гипотезы формирования и строения дна океана) были заранее распространены среди участников заседания. Их внимание было также обращено на проблему изображения на карте мира платформенных чехлов: показ (цветом) возраста перекрытого фундамента либо возраста отложений чехла. В заключение В. Е. Хаин рассказал об идее создания сводной объяснительной записки к карте мира типа предлагавшейся в свое время П. Фурмарье работы «Лик Земли», базирующейся на новейших представлениях о строении всего земного шара.

Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия) проинформировал участников заседания о Тектонической карте Южной Америки масштаба 1:5 000 000 (многокрасочная, на двух листах), которая (после разрешения финансовых затруднений) должна выйти в свет в 1977 г. Ф. Б. Кинг (США) рассказал о макете тектонической карты Северной Америки (без Канады), составленном им для карты мира, отметив при этом трудности использования принятой легенды. Ж. Марсе (КГКМ) остановился на исследованиях, проводимых по МППГК, в частности, по проектам «Офиолиты в земной коре» и «Глобальная корреляция эпох тектогенеза» и их возможной и желательной связи с работами ПТКМ. А. Фор-Мюре (Франция) представила карту, на которой с мобилистских позиций рассматриваются взаимоотношения Африки, Европы и Америки.

Заседание 18.VIII открылось сообщением А. В. Пейве об основных принципах составления тектонической карты Северной Евразии (возраст становления континентальной коры), выполненной коллективом сотрудников Геологического института АН СССР, с демонстрацией тектонических карт Урала и Северной Евразии. Х. Ф. Дауч (Австралия) рассказал о вкладе в тектоническую картографию австралийских геологов, примером которого служит Тектоническая карта Австралии и Новой Гвинеи масштаба 1:5 000 000 (1971). С. Н. Кэзи (Австралия) остановился на возрастных рубежах, намечающихся в докембрии Австралии (в млн. лет): свыше 2900, свыше 2500, 2200—1850, 1850—1700, 1800—1400, 1400—900, а также предлагаемый Р. Ратлэндом рубеж 1900—1800 млн. лет. Д. К. Рэй (Индия) продемонстрировал Тектоническую карту Южной и Восточной Азии масштаба 1:5 000 000, составление которой было начато большим коллективом геологов четыре года назад. Ее легенда базируется на принципе выделения тектонических этажей, относимых к четырем основным группам: фундамент, складчатый пояс, чехол, складчатый чехол. Для охватываемой картой тер-

¹ Предыдущее заседание ПТКМ состоялось в апреле 1974 г.; см. «Геотектоника», 1975, № 1.

ритории характерно весьма разнородное строение, поэтому на ней в первую очередь выделяются различные секторы и блоки. А. Л. Яншин напомнил об общих принципах составления тектонических карт, произошедших изменениях в наших познаниях строения Земли и необходимости их учета при создании современных тектонических карт. С. Мартин (Венесуэла) на примере упомянутой выше карты Азии отметила тесную связь тектоники континентов и океанов и высказалась за отображение на карте мира строения шельфов, привлекая для этого геофизические данные. К.-Б. Юбиц (ГДР) продемонстрировал серию карт Европы масштаба 1:6 000 000, составленных геологами ГДР в рамках участия в работах по МПГК (карты распределения плотностей, метаморфизма и его возраста, скорости опускания в мм/год, сейсмичности и др.).

Заключительное заседание 21.VIII было посвящено обсуждению проекта решений данной сессии ПТКМ и работе с авторами отдельных макетов к картам Европы и мира и, в частности, просмотру штриховой пробы листов № 6 и 10 карты Европы.

Проведенная сессия ПТКМ подвела итоги деятельности за два года, одобрила проделанную работу и наметила те рубежи, которые должны быть достигнуты к очередному заседанию ПТКМ во время пленарной сессии КГКМ в 1978 г. (Париж). В решениях участники сессии просят руководство ПТКМ принять меры к скорейшей публикации карты Европы и записок к ней, благодарят всех, принявших участие в разработке легенды карты мира, просят координаторов ускорить присылку недостающих макетов к карте мира, а руководство ПТКМ — завершить сводку макетов по континентам к сессии КГКМ в 1978 г., приветствуют завершение работ над тектоническими картами Южной Америки, Южной и Восточной Азии, просят генерального секретаря ПТКМ совместно с координаторами по материкам подготовить краткую объяснительную записку к карте мира с описанием истории ее создания, легенды, основных сведений по тектонике континентов и океанов, одобряют идею создания на основе международного сотрудничества сводной объяснительной записки к карте мира и отмечают необходимость тесного сотрудничества ПТКМ при продолжении работ над Международной тектонической картой мира с проектами МПГК, затрагивающими близкие проблемы.

В. П. Колчанов

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Расторгуева Е. Н.*

Сдано в набор 5/III-1977 г. Т-09901. Подписано к печати 26/IV-1977 г. Тираж 1995 экз.
Зак. 4494. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+2 вкл. Бум. л. 4,0. Уч.-изд. листов 12,5.

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

А 167

АВИАЦИОННЫЙ ПЕР 8-54

КУРЕНКОВУ С А

70228

3-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

11



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1977, № 3