

ISSN 0016-853X

Российская академия наук

ТЕОТЕКТОНИКА

2

НАУКА · 1992

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ – АПРЕЛЬ

МОСКВА . «НАУКА»

№ 2, 1992

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. Пущаровский
Зам. главного редактора А. А. Моссаковский
Ответственный секретарь В. С. Буртман
М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*
Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин, А. И. Кожурин*
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7
Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77
telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 TETIS

СОДЕРЖАНИЕ

Мирлин Е. Г., Сущевская Н. М. Тектономагматическая сегментация срединно-океанских хребтов, мантийный апвеллинг, асимметрия Земли	3
Травин В. В. Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма	22
Лукин А. Е., Владимиров А. С., Ермаков И. М., Турчаненко Н. Т. Проблема додевонского рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене	30
Савчук Ю. С. Кольцевые структуры Средней Азии — поверхностное отражение глубинной флюидодинамики	47
Добржинецкая Л. Ф., Молчанова Т. В., Сонюшкин В. Е., Лихачев А. Б., Федоровский В. С. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье)	58
Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса	72
Батанова В. Г., Астраханцев О. В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье)	87
Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Козаков И. К., Котов А. Б., Неймарк Л. А., Гороховский Б. М., Шулешко И. К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования	104
Сборщиков И. М., Шебунин С. Ю. Структура Кингс-Трога как внутриплитного образования	113

Краткие сообщения

Лукинов В. В., Шкуро Л. Л. Влияние тектонического давления на уплотнение горных пород	122
Мигунов Л. В. Вопросы тектонического развития Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных	124

Хроника

Шерман С. И., Семинский К. Ж. Разломообразование в литосфере: тектонофизические аспекты	127
---	-----

CONTENTS

Mirlin Ye. G., Sushchevskaya N. M. Tectono-magmatic segmentation of midoceanic ridges, mantle upwelling, the Earth asymmetry	3
Travin V. V. Structural paragenesis of synfold high-temperature regional metamorphism	22
Lukin A. Ye., Vladimirov A. S., Yermakov I. M., Turchanenko N. T. Pre-Devonian riftogenesis in the Dnepr-Donets aulacogen	30
Savchuk Yu. S. Ring structures of Middle Asia — deep fluid dynamics as it reflected on the surface	47
Dobrzhinetskaya L. F., Molchanova T. V., Sonyushkin V. Ye., Likhachev A. B., Fedorovsky V. S. Nappe and fault plastic deformations of the metamorphic complex in Priolkhonye (Western Baikal area)	58
Gusev G. S., Peskov A. I., Sokolov S. K., Paleogeodynamics of the Muysk segment of the Proterozpoc Baikalo-Vitim belt	72
Batanova V. G., Astrakhantsev O. V. Tectonic position and genesis of zonal mafic-ultramafic plutons of the Olyutor zone northern part (Koryak elevation)	87
Bibikova Ye. V., Kozakov I. K., Kirnozova T. I., Kotov A. B., Neymark L. A. Gorovhovskiy B. M., Shuleshko I. K. Polymetamorphic complexes of the southern slope of the Mongolian and Gobi Altai: results of U-Pb dating	104
Sborshchikov I. M., Shebunin S. Yu. The structure of Kings Troughs as an intraplate formation	113

In Brief

Lukinov V.V., Shkuro L. L. The influence of tectonic pressure on rock flattening	122
Migunov L. V. Problems of the Solikamsk depression tectonic development according to hydrochemical data	124

Chronicles

Sherman S I., Seminsky K. Zh. Faulting in Lithosphere: tectonophysical aspects	127
--	-----

УДК 551.1:551.46

© 1992 г.

МИРЛИН Е. Г., СУЩЕВСКАЯ Н. М.

**ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ СЕГМЕНТАЦИЯ
СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ, МАНТИЙНЫЙ
АПВЕЛЛИНГ, АСИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ**

Рассмотрены глобальные, региональные и мелкомасштабные закономерности тектономагматической сегментации гребней срединно-океанских хребтов в Индо-Атлантической и Тихоокеанской областях Земли. Проанализированы вариации параметров тектонической сегментации, а также петрохимических характеристик магматизма вдоль гребней хребтов. Показано, что в Тихоокеанской области некоторые из параметров сегментации зависят от скорости раздвига плит, а в Индо-Атлантической области такой зависимости не наблюдается.

Неоднородность тектономагматической сегментации указывает на трехмерную динамику спрединга океанского дна и мантийного апвеллинга, а также на различия в динамике глубинной конвекции в противоположных по строению и развитию областях Земли. Последнее связано с ее глобальной тектонической асимметрией.

Mirlin Ye. G., Sushchevskaya N. M. Tectono-magmatic segmentation of mid-oceanic ridges, mantle upwelling, the Earth asymmetry. *Geotectonics*. 1992. № 2. The article deals with regional tectonomagmatic segmentation of crests of mid-oceanic ridges in the Indo-Atlantic and Pacific regions of the Earth. Variations of tectonic segmentation parameters and petrochemical characteristics of magmatism along ridge crests are analyzed. It was found that some segmentation parameters in the Pacific area depend upon the rate of the plate separation whereas in the Indo-Atlantic area such dependence is not observed.

Heterogeneity of tectono-magmatic segmentation is indicative of three-dimensional dynamics of ocean floor spreading and of the mantle upwelling and shows that deep convection dynamics is different in the regions opposed in structure and evolution. The latter is connected with its global tectonic asymmetry.

Идея о спрединге океанского дна была выдвинута около 30 лет назад и сыграла выдающуюся роль в глубоком понимании природы океанских впадин. Она основывалась на многих факторах, хотя самые убедительные свидетельства реальности спрединга были получены в результате батиметрических и магнитометрических съемок. Симметричный характер рельефа флангов срединно-океанских хребтов (СОХ), а также магнитных аномалий оставлял мало сомнений в постепенном латеральном разрастании океанской коры в стороны от гребня хребтов. Решающие аргументы в пользу концепции спрединга получены в процессе глубоководного океанского бурения, когда было установлено прекрасное совпадение возраста фундамента, подстилающего осадки, с возрастом ложа, предсказанным по магнитным аномалиям.

С момента появления указанной концепции преобладал взгляд на спрединг как на существенно двухмерный процесс. Согласно ему раздвиг литосферных плит по всей длине гребня срединно-океанских хребтов сопровождается равномерным подъемом разогретого вещества мантии, аккрецией океанской коры и магнитоактивного слоя в узкой зоне океанского рифта. На основе этих представлений были разработаны соответствующие двухмерные физические модели образования литосферы океанов, которые в первом приближении вполне удовлетворительно объясняли генеральные закономерности изменения рельефа дна СОХ и теплового потока с увеличением возраста океанского ложа [4]. Интенсивные детальные исследования на гребнях срединно-океанских хребтов, которые ведутся уже более 15 лет, с одной стороны, подтвердили факт новообразования коры в очень узкой зоне рифта, а с другой — заставили пересмотреть точку зрения на

двухмерный характер подъема вещества мантии. Выяснилось, что мантийный апвеллинг (так в последние годы стали называть подъем разогретого разуплотненного мантийного вещества) имеет скорее трехмерную, нежели двухмерную структуру, поскольку состоит из многочисленных относительно самостоятельных спрединговых ячеек, проявляющихся на поверхности в виде куполообразных поднятий рельефа дна. Границами таких куполов служат разнообразие структурные элементы: трансформные разломы, перекрывающиеся зоны спрединга, изломы в простирании рифта и др. [5, 29]. Куполообразная морфотектоника гребней СОХ и их сегментация, т. е. разделение на отдельные сегменты указанными структурными элементами, имеет, таким образом, глубокий геодинамический смысл. Как отметил Ж. Франшто, «срединно-океанский хребет, видимо, представляет собой не единую колоссальную „фабрику“, а сеть небольших „мастерских“, расположенных по соседству, но самостоятельных» [16, с. 53].

Из сказанного вытекает значительная актуальность изучения тектономагматической сегментации СОХ. Особый интерес представляет анализ морфотектоники, сегментации, магматизма хребтов, принадлежащих различным по строению и эволюции областям Земли: Индо-Атлантической и Тихоокеанской. Попытка такого анализа предпринята в настоящей работе.

При рассмотрении настоящей задачи следует иметь в виду, что для картирования гребней СОХ применяются геофизические методы с разной разрешающей способностью: от спутниковой альтиметрии до многолучевых эхолотов и сонаров бокового обзора. С целью исследования магматической сегментации, определения параметров петрохимической и геохимической зональности океанских рифтов широко используется геологическое опробование (драгирование коренных пород) с малым шагом вдоль оси СОХ. Отдельные звенья глобальной системы хребтов охвачены указанными геолого-геофизическими исследованиями в разной степени. К наиболее изученным относятся Срединно-Атлантический хребет в Северной и некоторых районах Южной Атлантики, Восточно-Тихоокеанское поднятие. Совершенно очевидно, что неравномерная изученность системы СОХ изначально определяет предварительный характер некоторых положений настоящей работы, хотя и не меняет ее принципиального вывода о трехмерной динамике спрединга и отражении этой трехмерности в куполообразной структуре океанских рифтов, а также их тектономагматической сегментации.

Мантийный апвеллинг и тесно связанная с ним гидротермальная циркуляция в земной коре океанских рифтов делают их уникальными областями, где происходит исключительно активное взаимодействие трех оболочек нашей планеты: литосферы, гидросферы и биосферы. Других таких грандиозных зон со столь мощным межоболочечным обменом веществом и энергией не имеется. Это еще одна причина, по которой исследованиям тектономагматической сегментации СОХ уделяется в настоящее время первостепенное внимание. Дополнительное свидетельство этого — недавно выдвинутая американскими исследователями междисциплинарная программа RIDGE («ХРЕБЕТ»), которая начала планомерно осуществляться и к которой присоединяются ученые других стран.

Куполообразная морфотектоника и сегментация гребней СОХ: глобальные закономерности. Различия между срединно-океанскими хребтами Индо-Атлантической и Тихоокеанской областей Земли известны уже давно, и проявляются они практически во всех структурно-геофизических характеристиках, а также в режиме спрединга [8, 28]. В настоящее время к ним следует добавить различия в распределении крупных куполообразных морфоструктур на гребнях СОХ и закономерностях их сегментации.

Благодаря батиметрическим съемкам разных масштабов, а также использованию систем высокого разрешения выяснилось, что гребни СОХ представляют собой систему наложенных друг на друга овальных или округло-изометричных куполообразных и платообразных поднятий разного порядка: от грандиозных — высотой в несколько километров и линейными размерами в тысячи километров до весьма малых, относительное превышение которых составляет менее 100 м,

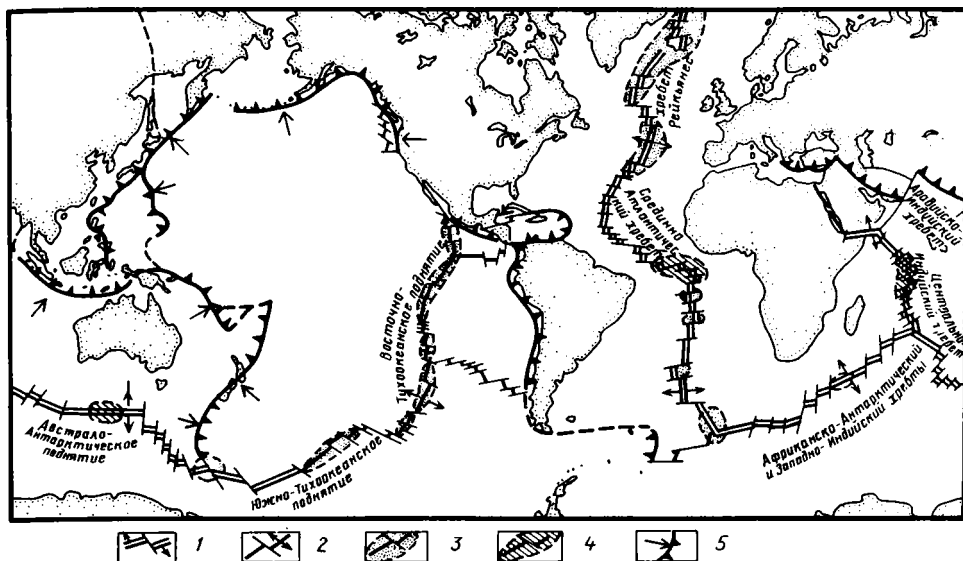


Рис. 1. Сегментация медленноспрединговых (1) и быстроспрединговых (2) срединно-океанских хребтов и расположение на их гребнях поднятий (3) и депрессий (4), 5 — зоны сближения плит

а протяженность вдоль оси гребня — до 10 км. Наряду с куполами на гребнях СОХ имеются и своего рода «антикупола» — овалыные впадины, где уровень рифта опущен по сравнению с сопредельными участками. На рис. 1 показаны контуры наиболее крупных куполов и депрессий глобального масштаба, которые достаточно уверенно очерчиваются по изобате 3000 м.

Самые значительные по амплитуде куполообразные и платообразные возвышенности и впадины располагаются в Индо-Атлантической области Земли. Наиболее крупное поднятие — это о-в Исландия и прилегающие к ней участки хребтов Рейкьянес и Кольбейсей. Вместе они образуют гигантский овалный купол с относительным превышением более 3,5 км и протяженностью вдоль длинной оси более 2500 км. Этот регион отмечен самой интенсивной на Земле положительной аномалией геоида, а в его пределах срединные хребты имеют морфотектонику гребня, необычную для СОХ Атлантического и Индийского океанов. Другими крупными положительными морфоструктурами на гребне Срединно-Атлантического хребта являются Азорское плато, округло-изометрические купола в районе островов Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Буве, а в Индийском океане — близ островов Сен-Поль и Амстердам, Принс-Эдуард. Наиболее крупное понижение уровня гребня располагается в юго-восточной части Индийского океана. Им является Австрало-Антарктическое несогласие, которое по своим характеристикам является как бы антиподальным Исландскому куполу. В частности, к нему приурочена весьма интенсивная отрицательная аномалия геоида. Помимо Австрало-Антарктического несогласия значительное понижение уровня рифта установлено в экваториальных частях Атлантического и Индийского океанов.

За пределами указанных куполов и депрессий уровень гребня СОХ в Атлантическом и Индийском океанах выдерживается примерно постоянным. В Тихом же океане, на Восточно-Тихоокеанском и Южно-Тихоокеанском поднятиях овалыные, вытянутые вдоль простираций поднятия купола образуют непрерывную цепочку. При этом высота этих куполообразных возвышенностей не превышает

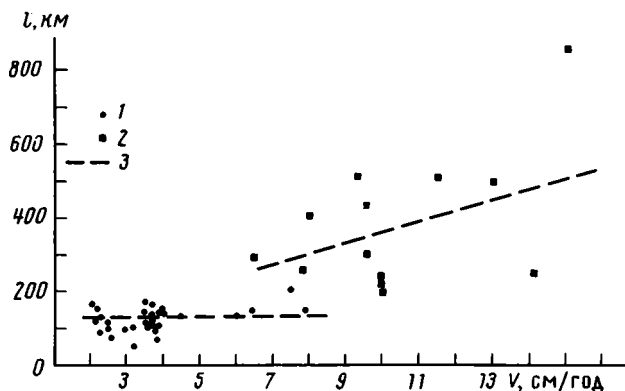


Рис. 2. Зависимость средних расстояний между трансформными разломами (l) от скорости спрединга (V) для хребтов Индо-Атлантической (1) и Тихоокеанской (2) областей Земли; 3 — средний тренд

500 м, хотя по протяженности они не уступают наиболее крупным куполам Индо-Атлантической области Земли.

Различия в закономерностях сегментации СОХ, расположенных в Индо-Атлантической и Тихоокеанской областях Земли, проявляются в том, что на хребтах Атлантического и Индийского океанов разломы расположены гораздо более плотно, чем в Тихом океане [9]. Для количественной оценки плотности разломов были определены расстояния между ними в каждом из океанов и затем рассчитаны средние величины этих расстояний для интервала 550 км (около 5° по широте). Выяснилось, что это среднее расстояние практически не зависит от скорости спрединга в Индо-Атлантической области Земли, где скорости разрастания не превышают 7—8 см/год, и заметно возрастают по мере увеличения скорости в Тихоокеанской области (при скоростях выше 8 см/год) (рис. 2). Отметим, что и морфотектоника гребней СОХ в Тихом океане существенно зависит от скорости спрединга, а в Атлантическом и Индийском океанах она большей частью определяется влиянием областей внутриплитного вулканизма, а не скоростью раздвига плит.

Вопреки существующему различию в морфотектонике гребней, сегментации и в других геолого-геофизических параметрах хребтов, противоположных по строению областей Земли (сейсмичность, гравитационные аномалии, средние значения теплового потока), петрохимические характеристики базальтов этих хребтов довольно близки, что связывается с однородным составом первичного мантийного вещества [2, 3].

В целом в закономерностях сегментации мировой системы СОХ, размещении аномально приподнятых куполообразных поднятий и депрессий в ее пределах явно просматривается свойственная нашей планете асимметрия. Сам по себе этот факт можно рассматривать как дополнительное свидетельство того, что природа указанных особенностей строения хребтов тесно связана с глубиной мантийной конвекции.

Особенности морфотектоники, сегментации и магматизма гребней СОХ разных океанов. Для анализа этих характеристик были использованы графики изменения величины расстояний между трансформными разломами (l) и смещений оси рифта вдоль них, т. е. длин активных частей разломов (m). Частично эти графики приведены в работе [9]. Они были совмещены с профилями рельефа дна, построенными вдоль оси СОХ по генеральной батиметрической карте океанов (ГЕБКО) масштаба 1:10 000 000 и другим более крупномасштабным картам на те районы океана, которые изучены более детально. На эти графики нанесены данные об изменениях скорости спрединга, а также о вариациях содержания железа и калия в толеитовых стеклах, которые отражают изменения как пет-

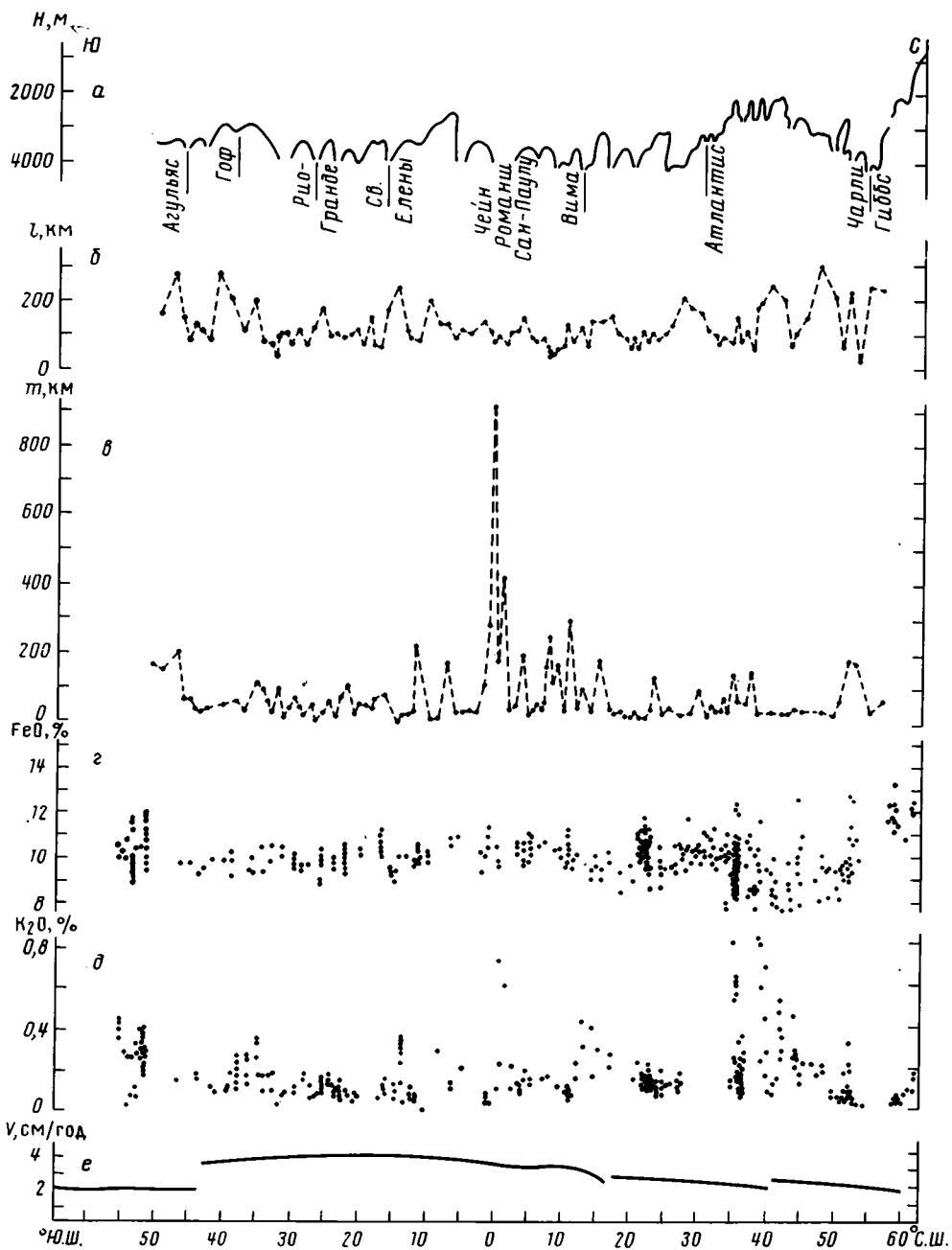


Рис. 3. Изменение с широтой характеристик морфотектоники, сегментации, базальтового магматизма и скорости спрединга для СОХ Атлантического океана (с использованием [9, 15, 32])
a — профиль дна вдоль оси гребня; *b* — величина *l*; *c* — величина *t*; содержания в базальтах: *г* — FeO, *д* — K₂O; *e* — скорость спрединга *V*

рохимических (железо), так и геохимических (калий) характеристик магматизма. В совокупности все указанные данные позволяют количественно оценить сегментацию гребней СОХ и сопоставить ее с характером базальтового магматизма.

Атлантический океан. Как можно видеть из рис. 3, продольный профиль дна вдоль оси гребня Срединно-Атлантического хребта представляет собой совокупность упомянутых выше крупных поднятий и депрессий, а также более мелких плато, границами которых являются трансформные разломы. Профиль дна вдоль оси рифта в пределах протяженных сегментов, ограниченных трансформными разломами, имеет вид платообразных возвышенностей, а осложняющие их более мелкие поднятия имеют облик невысоких куполов.

Наиболее существенной особенностью тектонической сегментации Срединно-Атлантического хребта является отчетливый региональный тренд: к северу и югу от экваториальной зоны океана величина l постепенно возрастает, а m , наоборот, уменьшается [9]. Этот региональный тренд не может быть связан со скоростью спрединга, поскольку последняя монотонно возрастает с севера на юг от примерно 2 см/год на широте около 60° с. ш. до 3,8 см/год на широте 30° ю. ш. и затем начинает снижаться. В пределах крупных куполов — Исландского и Азорского плотность трансформных разломов существенно уменьшена. Наиболее густая сеть разломов, отличающихся повышенными длинами активных частей, отмечена в экваториальной зоне океана, где гребень хребта опущен наиболее глубоко.

В изменении петрохимических и геохимических характеристик базальтов столь четкий симметричный тренд отсутствует. Вместе с тем структурная неоднородность Срединно-Атлантического хребта, проявляющаяся в колебаниях гребня и наличии участков с различными параметрами сегментации, отражается и в характеристиках толеитового магматизма. Так, в северной части океана от 33 до 75° с. ш., где наблюдаются наиболее крупные аномалии глубин, распространены базальтовые стекла, относящиеся к типу TOP-1 (толеиты океанских рифтов), для которых характерны более низкие содержания Ti и Na. Первичные расплавы этого типа, по [2, 3], выплавляются с глубин 30—60 км из сухой океанической мантии лерцолитового состава с последующей малоуглубинной дифференциацией. Подобный глубинный тип базальтовых расплавов не типичен для гребней мировой системы СОХ и встречается на них лишь спорадически. Кроме того, высокая степень геохимической неоднородности толеитового магматизма выражается в существенных колебаниях содержания литофильных элементов и радиогенных изотопов в толеитах вдоль гребня Срединно-Атлантического хребта. Это проявляется в наличии протяженных геохимических аномалий, особенно заметных в северной части океана и приуроченных, как правило, к крупным поднятиям гребня. В пределах этих поднятий установлено присутствие базальтов с повышенными отношениями La/Sm, Nb/Zr, K/Ti и др. [20, 34]. При этом геохимические аномалии имеют более локальный характер, чем аномалии глубин, занимая меньшую площадь дна. Наиболее существенные повышения содержания K₂O в стеклах, достигающие 0,7—0,8%, также тяготеют к куполовидным выступам дна: Азорскому, Исландскому, Тристан-да-Кунья, Буве и др. Кроме того, повышенные содержания калия в толеитах отмечены близ 15° и 3° с. ш., где также имеются относительно небольшие возвышенности гребня Срединно-Атлантического хребта [15, 20]. Что касается изменений содержания железа в толеитах, то наблюдается отчетливая тенденция его увеличения с юга на север (см. рис. 3, г), что может быть связано с ростом температуры и степени плавления мантийного субстрата [24, 25].

Индийский океан. В этом океане уровень гребня системы СОХ в пределах всех трех ее ветвей: центральной, юго-западной и юго-восточной испытывает колебания, относительно небольшие по сравнению с Атлантическим океаном. Тем не менее и здесь весьма отчетливо видны многочисленные куполообразные поднятия, ограниченные трансформными разломами.

Особенностью всех ветвей СОХ является также неоднородный характер сег-

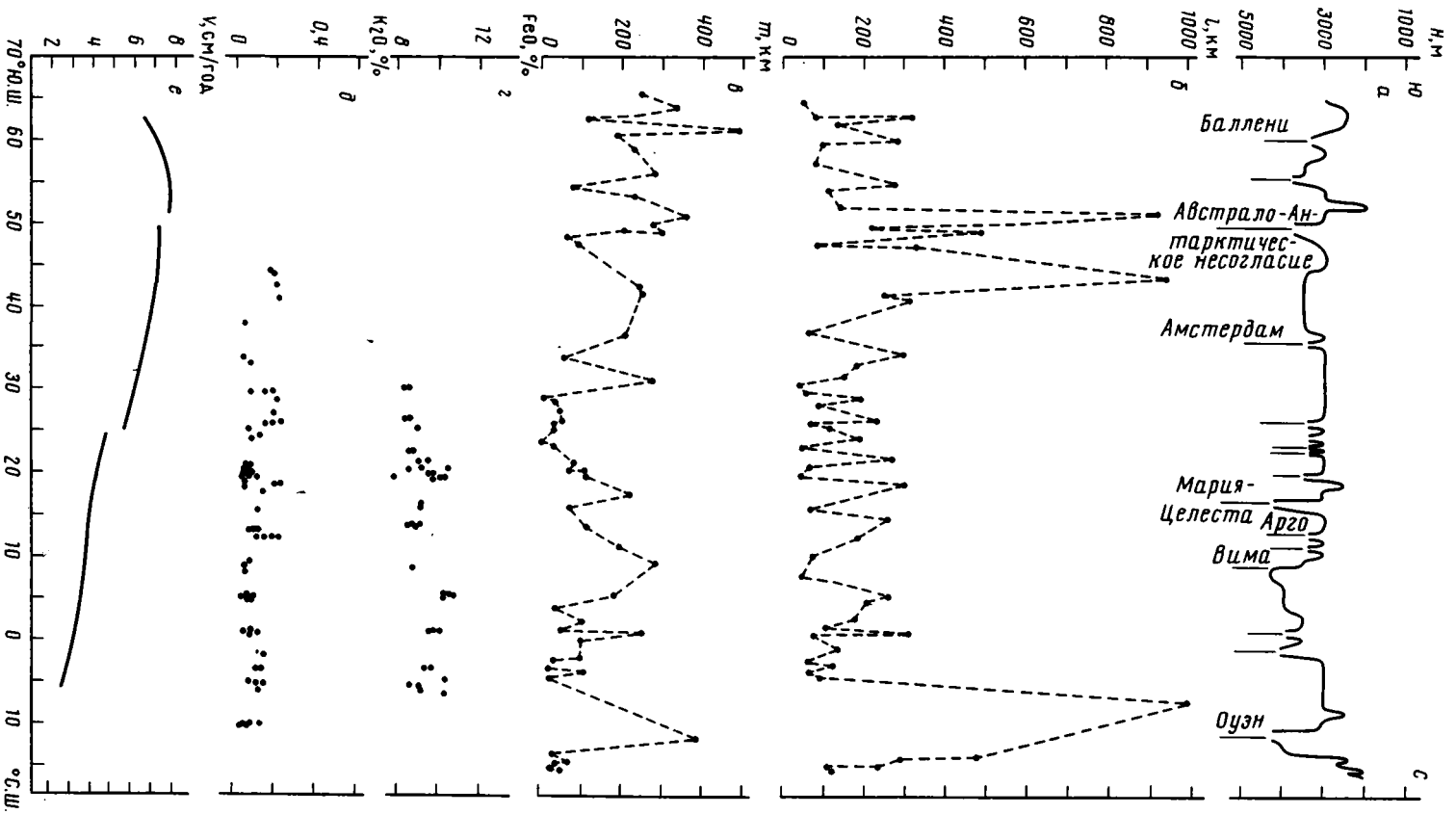


Рис. 4. То же, что и на рис. 3, для СОХ Индийского океана (с использованием [9, 32])

ментации. Эта неоднородность создается за счет того, что разные отрезки центральной и юго-восточной ветвей системы СОХ характеризуются весьма различными параметрами сегментации. При этом весьма характерная ее черта, свойственная только хребтам данного океана, — наличие относительно резких границ между участками с разным распределением величин l и m . Так, на Аравийско-Индийском и Центральноиндийском хребтах в интервале между 0° и 40° ю. ш. расстояния между разломами изменяются от 300 до 500 км, а вне этого интервала располагаются участки гребня СОХ, где расстояния между ближайшими крупными разломами составляют 900—1000 км. В пределах Австрало-Антарктического неогласия сеть разломов становится вновь более густой (рис. 4).

Несмотря на значительную неоднородность тектонической сегментации СОХ, в океанских рифтах Индийского океана преобладают толеиты, относящиеся к малоглубинному типу TOP-2 и характеризующиеся относительно небольшими колебаниями содержаний Fe и K_2O . Расплавы, обогащенные калием, в пределах СОХ Индийского океана гораздо более редки, чем в Атлантике. Их присутствие отмечено в пределах куполообразных возвышенностей близ островов Принс-Эдуард, Сен-Поль и Амстердам. К другим особенностям геохимии базальтов относится прежде всего обогащенность мантийного источника радиогенными изотопами неодима, стронция, свинца [14, 30]. Кроме того, следует отметить наличие базальтовых расплавов, переходных к андезитовому типу, которые развиты как на гребнях хребтов, так и на их флангах [14].

Т и х о к е а н. Уровень гребней Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий испытывает незначительные колебания, не превышающие в целом 1 км.¹ Соответственно и амплитуда куполов, ограниченных разломами, весьма невелика, причем здесь распространены исключительно куполовидные поднятия, а платообразные практически отсутствуют. Что касается сегментации, то в изменениях ее характеристик обнаруживается отчетливый тренд, который находится в явной связи со скоростью спрединга. Величина l так же, как и скорость, достигает максимальных значений на широте около 20 — 25° ю. ш. и постепенно убывает к югу и северу от этого интервала, а m , напротив, увеличивается (рис. 5).

Повсюду на гребнях обоих поднятий распространены малоглубинные толеиты типа TOP-2. Первичные расплавы этого типа отделяются от лерцолитового источника на глубинах менее 30 км [2, 3]. Обращает на себя внимание повышенная железистость тихоокеанских толеитов, при этом рост содержания в них FeO находится в явной корреляции с увеличением скорости спрединга. Так, наиболее железистые составы с содержанием FeO до 12—14% установлены в районе, который характеризуется наибольшей скоростью спрединга, т. е. близ 20 — 25° ю. ш. В обе стороны от него содержание железа в толеитах заметно снижается. Стекла со столь высоким содержанием железа обнаружены кроме этого региона лишь в районе Исландии.

Существенной особенностью базальтового магматизма Восточно-Тихоокеанского поднятия является большая степень деплетированности, что проявляется в низких содержаниях K_2O и других литофильных элементов. Редкие калиевые аномалии приурочены, по-видимому, к отдельным подводным горам, генетически связанным с зонами спрединга. Горы такого типа широко распространены в Тихом океане и располагаются в непосредственной близости к оси раздвига плит. Вулканизм этих подводных гор характеризуется вариациями состава от толеитового до щелочного [18].

Мелкомасштабная тектономагматическая сегментация гребней СОХ в разных океанах. Выше мы рассматривали сегментацию гребней СОХ лишь первого порядка, которая определяется распределением трансформных разломов. Сегменты, которые ограничиваются трансформными разломами, наиболее протяженные

¹ Находящиеся в Тихом океане спрединговые хребты Горда, Хуан-де-Фука, а также Галапагосский рифт мы не рассматриваем из-за их малой протяженности, а строение Западно-Чилийского поднятия не анализируется в силу ограниченности исходных данных.

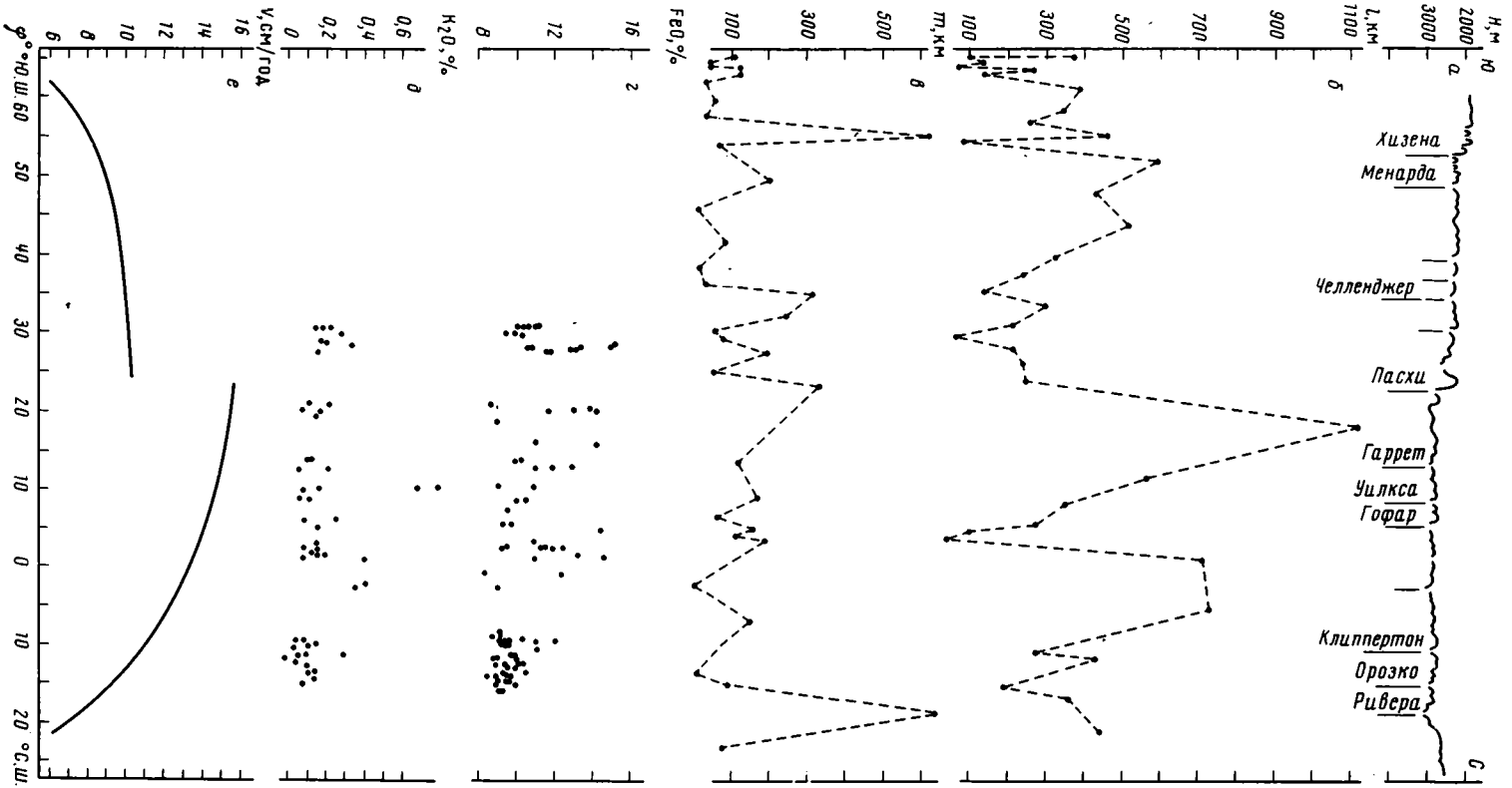


Рис. 5. То же, что и на рис. 3, для CO₂ Тихого океана (с использованием [32])

и имеют длину от 50 до 800 км и более. Судя по значительным длинам трансформных разломов, которые достигают тысяч километров, время жизни сегментов первого порядка составляет миллионы и десятки миллионов лет. Детальное картирование океанского дна позволило установить, что кроме трансформных разломов существует обширный класс поперечных тектонических нарушений зон спрединга нетрансформного типа, которые также разделяют гребни СОХ на сегменты разной протяженности и служат границами куполообразных и платообразных морфоструктур. Выяснилось, что существует определенная иерархия указанных тектонических нарушений, которая определяется масштабом смещений, типом их развития, геометрией, протяженностью сегментов и возможным временем их существования [5].

Тектонические нарушения нетрансформного типа гребней СОХ Индо-Атлантической и Тихоокеанской областей Земли отличаются между собой. На быстроспрединговых СОХ, расположенных в Тихоокеанской области Земли, сегментация второго порядка возникает за счет крупных перекрывающихся зон спрединга, в которых расстояния между ветвями осей разрастания, заходящими одна за другую, составляют 1—20 км. Сегменты второго порядка имеют длину от 50 до 300 км и существуют как самостоятельные структурные элементы несколько миллионов лет. Они способны мигрировать вдоль оси хребта то в одну, то в другую сторону. Соответственно изменяют свое положение на гребнях СОХ и куполообразные поднятия дна, которые ограничиваются этими крупными перекрывающимися зонами спрединга.

Структуры третьего порядка, разделяющие гребни быстроспрединговых СОХ на сегменты длиной от 30 до 100 км,— это малые перекрывающиеся зоны спрединга с амплитудой перекрытия осей разрастания всего до 3 км. Малые перекрывающиеся зоны спрединга представляют собой короткоживущие структуры, время существования которых не превышает первых десятков тысяч лет. Наконец, сегментация четвертого порядка определяется распространением на гребнях быстроспрединговых хребтов небольших изгибов зон спрединга, названных отклонениями от осевой линейности. Расстояние между ними составляет 10—40 км, а возраст, как правило, не превышает первых сотен тысяч лет. Наиболее важная их особенность та, что сегментация четвертого порядка проявляется в вариациях состава океанских толеитов. Ниже мы специально остановимся на этом моменте.

На медленноспрединговых СОХ, расположенных в Индо-Атлантической области Земли, также удастся выделить соподчинение тектонических нарушений нетрансформного типа разных порядков. Структуры второго порядка — это косые смещения простираания рифтовых долин, которые существуют, по-видимому, в течение миллионов лет. Нарушения третьего порядка представлены резким изменением в плане осей неовулканических (экструзивных) подзон, расположенных в пределах днища рифтовых долин, а четвертого порядка — это перерывы в простираании вулканических сооружений, составляющих экструзивную подзону рифта. Структуры высших порядков — весьма короткоживущие структурные элементы, длительность существования которых не превышает десятков тысяч лет.

Было показано, что характер сегментации и морфотектоника гребней СОХ тесно связаны между собой [5, 9]. Поэтому тип сегментации в широком понимании не только характеризует геометрический рисунок разделения зон спрединга в плане, но и свидетельствует о вполне определенной морфотектонике гребня: наличии или отсутствии рифтовой долины, ширине основных тектонических подзон в пределах зоны спрединга (экструзивной, растяжения, сбросообразования), их морфологическом облике и др.

Драгировки с малым шагом на гребнях СОХ, которые проведены пока еще на ограниченных их отрезках, показывают наличие систематических изменений в составе базальтовых лав вдоль оси хребтов. При этом данные изменения

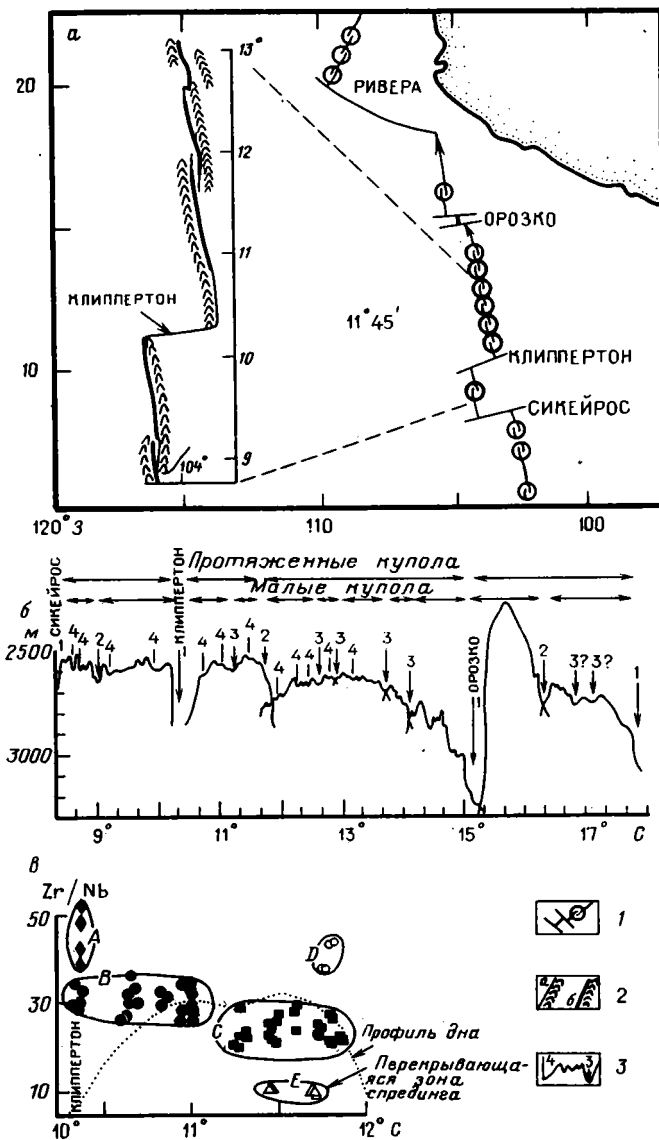


Рис. 6. Мелкомасштабная тектономагматическая сегментация гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия (по данным [29, 36])

a — расположение района детальных исследований и строение гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия; *б* — профиль дна вдоль оси поднятия; *в* — изменение содержания Zr/Nb в базальтах в пределах одного из сегментов между разломом Клиппертон и перекрывающейся зоной спрединга близ $11^{\circ}45'$; 1 — ось гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, в кружках — перекрывающиеся зоны спрединга; 2 — морфотектоника гребня; *a* — треугольный профиль дна и отсутствие магматической камеры, *б* — трапециевидный профиль дна и наличие магматической камеры; 3 — продольный профиль дна, цифрами показаны сегменты разных порядков

находятся в четкой связи с продольной тектонической неоднородностью зон спрединга.

В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия наиболее хорошо изучена мелкомасштабная сегментация гребня на отрезке длиной около 980 км между 5 и 14° с. ш., где детальная геофизическая съемка сопровождалась драгировками с шагом около 8 км [26, 36]. Исследованиями охвачены четыре сегмента первого и второго порядков, границами которых служат трансформные разломы Сикейрос,

Клиппертон и Орозко, а также крупная перекрывающаяся зона спрединга близ $11^{\circ}45'$ с. ш. Внутри этих сегментов установлено наличие более мелких перекрывающихся зон спрединга и отклонений от осевой линейности. Глубины дна постепенно увеличиваются по направлению к трансформным разломам и нетрансформным нарушениям, в результате чего продольный профиль рельефа дна вдоль оси Восточно-Тихоокеанского поднятия представляет собой серию куполообразных возвышенностей разной протяженности и высоты. При этом купола, ограниченные трансформными разломами, осложняются более мелкими куполообразными поднятиями, границами которых служат перекрывающиеся зоны спрединга и отклонения от осевой линейности (рис. 6).

На отдельных отрезках гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, приуроченных, как правило, к апикальным частям куполов, с помощью многоканального сейсмического профилирования установлено присутствие в разрезе коры на глубинах около 1,5—2 км четкого отражающего горизонта, который идентифицируется как кровля магматической камеры [23]. Те участки гребня, где обнаружен этот горизонт, характеризуются широким трапецеобразным поперечным профилем дна с хорошо выраженным осевым грабенем. Напротив, на участках, где кровля камеры не зафиксирована, осевое поднятие отличается треугольным сечением, а продольный грабен отсутствует (см. рис. 6).

Анализ состава базальтов показал наличие двух отчетливых особенностей магматизма, связанных с тектонической сегментацией. Первая заключается в том, что границы тектонических сегментов третьего и четвертого порядков являются одновременно границами между короткими отрезками зоны спрединга с существенно различными характеристиками состава базальтов. Так, на участке гребня между 10 и 12° с. ш. (сегмент первого порядка) выделено четыре дискретных петрохимических и геохимических типов толеитов, отвечающих различным мелким наложенным куполам (см. рис. 6, в, А—Д). Кроме того, имеется еще один, пятый, тип базальтовых лав — Е (см. рис. 6, в), соответствующий отдельно стоящей подводной горе. Данные типы отличаются один от другого в первую очередь соотношениями литофильных и редкоземельных элементов, а также концентрациями Fe_8 и Na_8 (пересчитанными на 8% MgO), что связано, по мнению авторов, с различной степенью частичного плавления лерцолитового источника [36]. Аналогичные отличия в составе толеитов, характеризующих сегменты высоких порядков, установлены и внутри другого сегмента первого порядка: между разломами Клиппертон и Сикейрос. В то же время интегральные характеристики магматизма протяженных отрезков гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, состоящих из нескольких сегментов первого порядка, остаются примерно постоянными. Это показано Л. В. Дмитриевым и др. на основе обобщения данных о составе толеитовых стекол Восточно-Тихоокеанского поднятия. Если в пределах Срединно-Атлантического хребта толеиты образуют обширные провинции с преобладанием одной из групп их составов, большей частью совпадающие в плане с крупными поднятиями дна, то на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия выделение таких провинций проблематично [1].

Вторая особенность неоднородности магматизма состоит во влиянии трансформного разлома Клиппертон на геохимию и петрохимию толеитов. Влияние сказывается в увеличении содержания литофильных элементов, большей дисперсии составов и большей степени дифференциации лав в приразломной зоне. Остается невыясненным, является ли этот эффект универсальным и относится ли он ко всем трансформным разломам Восточно-Тихоокеанского поднятия.

На гребнях медленносрединговых СОХ в Индо-Атлантической области Земли не имеется участков со столь детальным геологическим опробованием с конкретной привязкой к сегментам высших порядков. Лишь в пределах южной части хребта между трансформными разломами Рио-Гранде и Мур близ 26° ю. ш. проведены драгировки с относительно малым шагом. Поскольку данный сегмент далеко отстоит от всех зон внутриплитного вулканизма («горячих точек»), можно ожидать, что состав базальтов не несет следов его влияния [17].

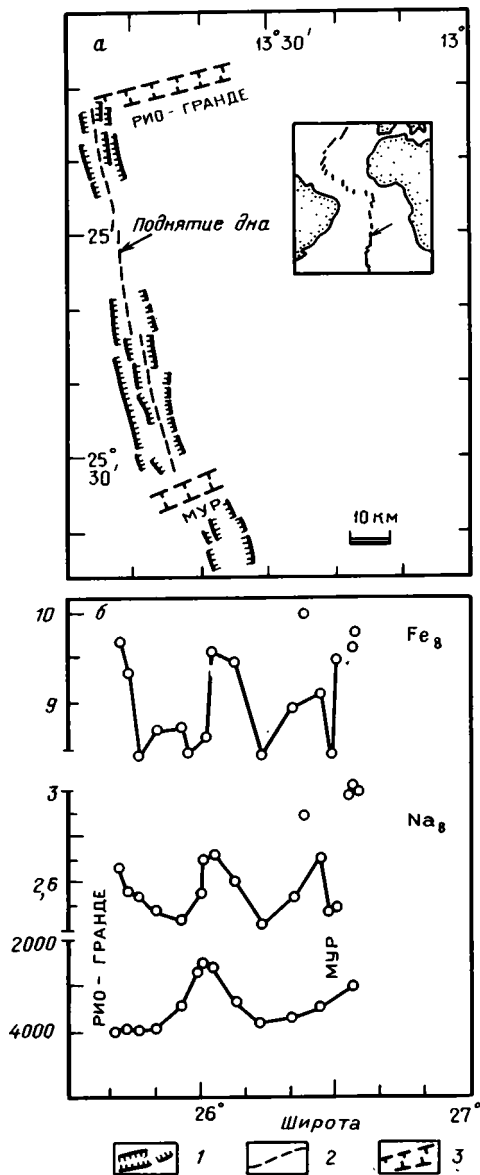


Рис. 7. Мелкомасштабная тектономагматическая сегментация гребня Срединно-Атлантического хребта (по данным [17] с изменениями) *a* — расположение района детальных исследований (в рамке) и строение гребня Срединно-Атлантического хребта; *b* — изменение содержания Fe и Na в базальтах и глубины дна вдоль простираения гребня; 1 — бортовые уступы рифтовой долины; 2 — ось рифта; 3 — трансформные разломы

Рифтовая долина в пределах данного сегмента весьма хорошо выражена. Глубины ее днища испытывают значительные колебания, и примерно на равном удалении от обоих трансформных разломов располагается поднятие относительной высотой около 1,5 км. Результаты анализов показывают, что к указанному поднятию приурочена локальная геохимическая аномалия: базальты, драгированные с поднятия, отличаются повышенным содержанием Fe₈ и Na₈. Повышение содержания этих элементов в толитах наблюдается и вблизи трансформных разломов, ограничивающих данный сегмент (рис. 7).

Итак, наличие мелких структурных вариаций океанских рифтов на гребнях обоих типов СОХ находит отчетливое выражение в неоднородностях магматизма. Несмотря на ограниченность исходных данных, которые относятся лишь к отдельным хорошо изученным участкам гребней Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта, наличие отчетливой мелкомасштабной тектономагматической сегментации зон спрединга наряду с региональными и глобальными закономерностями сегментации, морфотектоники и геофизики гребней СОХ позволяет перейти к разработке моделей мантийного апвеллинга, сопровождающего раздвиг литосферных плит.

Мантийный апвеллинг под гребнями СОХ Индо-Атлантической и Тихоокеанской областях Земли. Анализ геолого-геофизических данных привел большинство исследователей к выводу, что подъем вещества мантии под гребнями СОХ происходит пассивным образом: при раздвиге литосферных плит образующееся пространство заполняется первичным мантийным веществом, которое при подъеме плавится и становится более легким. Это приводит к гравитационной неустойчивости, которая в соответствии с теорией Рэлея—Тейлора обуславливает образование отдельных поднимающихся мантийных диапиров, питающих магмой неглубоко залегающие очаги. Циклы подъема могут повторяться, хотя при этом структура ячеек может быть иной. Именно на этих представлениях основаны современные модели мантийного апвеллинга, с учетом которых выполняются и некоторые количественные расчеты [22, 33, 35].

Модели такого рода вполне удовлетворительно объясняют тот факт, что глубины дна в долинах трансформных разломов в большинстве случаев заметно больше, чем глубины дна в прилегающих рифтовых долинах. Это обусловлено тем, что зоны трансформных разломов, как и других структурных элементов, являющихся границами сегментов, представляют собой относительно более холодные участки литосферы. Смена циклов апвеллинга может проявляться в перемещениях вдоль оси СОХ центров диапиров и растекании вещества в продольном направлении, что отражается в миграции перекрывающихся зон спрединга то в одну, то в другую сторону. Из моделей также вытекает, что продольный профиль дна вдоль простирания оси раздвиг плит должен состоять из серий поднятий дна, разделенных депрессиями. Это, как мы видели, и наблюдается на самом деле. Более того, детальные высокоточные гравиметрические измерения в зоне спрединга Северной Атлантики между 27°50' и 30°40' с. ш. выявили присутствие округло-изометрических в плане отрицательных аномалий поля силы тяжести, центры которых приурочены к апикальным частям возвышенностей рельефа, расположенных в пределах сегментов разных порядков. Количественная интерпретация этих гравиметрических минимумов показывает, что они скорее всего обусловлены увеличением мощности коры в центральных, наиболее мелководных частях сегментов, а также разуплотнением верхней мантии. Оба эти фактора связаны с подъемом горячего разуплотненного глубинного вещества [27]. Циклический характер подъема мантийных диапиров проявляется в изменениях количественных характеристик морфоструктуры гребней и склонов СОХ по мере увеличения возраста океанского ложа [7]. Другими словами, трехмерная структура мантийного апвеллинга и его цикличность, вытекающие из упомянутых моделей, чрезвычайно отчетливо проявляются в глубинной структуре океанских рифтов и в эволюции их рельефа.

По данным сейсмических и гравиметрических исследований вырисовывается и структура коровой магматической камеры под гребнями СОХ в Тихом океане. Она, по-видимому, имеет в поперечном сечении грибообразную форму, поскольку через тонкую «ножку» подводящего канала из магматического резервуара происходит питание широкой, но тонкой линзы частично расплавленного вещества [5, 29]. Присутствие коровой магматической камеры на гребне Срединно-Атлантического хребта устанавливается менее определенно. Скорее всего она залегает глубже, чем на Восточно-Тихоокеанском поднятии (глубина ее кровли может составлять 3—10 км), и имеет меньшие размеры.

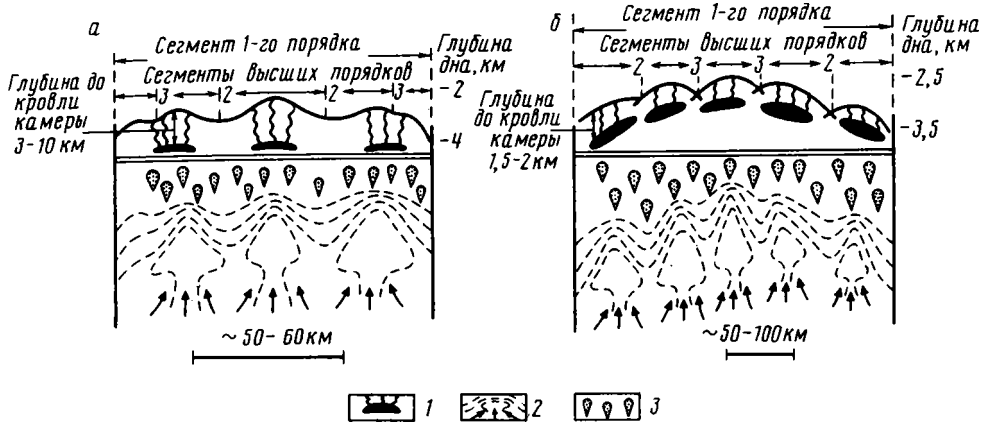


Рис. 8. Гипотетические схемы мантийного апвеллинга в пределах сегментов первого порядка для Срединно-Атлантического хребта (а) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (б) (с использованием [27, 29])

1 — коровая магматическая камера и трещины; 2 — изолинии плотности мантийных потоков, восходящих с глубин 20—60 км; 3 — отдельные порции расплава

Разделение единого резервуара горячих разуплотненных пород на ряд более мелких диапиров и отдельные ячейки спрединга объясняет не только тектоническую, но и мелкомасштабную магматическую сегментацию гребней СОХ. Предполагается, что изменения в степени частичного плавления одного и того же первичного источника магмы могут обусловить вариации в составе базальтов в пределах сегментов первого порядка и геохимическую специализацию толеитов, принадлежащих сегментам высших порядков, как это наблюдается на гребнях Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта [1, 3, 5, 24].

Несомненно, что динамика мантийного апвеллинга и соответственно термические свойства литосферы должны существенно зависеть от скорости раздвига плит. Большая скорость спрединга сопровождается относительно более интенсивным апвеллингом горячего мантийного вещества, что обуславливает большую степень разогрева и, следовательно, большую пластичность литосферы. С этим связывается отсутствие рифтовой долины на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия и меньшие по сравнению со Срединно-Атлантическим хребтом уровень сейсмичности и мощности литосферы под гребнем, менее густая сеть трансформных разломов [6] и некоторые другие структурные особенности быстроспрединговых СОХ в Тихом океане по отношению к медленноспрединговым хребтам в Индийском и Атлантическом океанах.

Тот факт, что продольные профили дна в пределах сегментов первого порядка на гребнях Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия представляют собой соответственно платообразные и куполообразные поднятия, также может быть объяснено разной интенсивностью апвеллинга. В первом случае его динамический напор относительно невелик, а во втором достаточен для «вспучивания» литосферы и образования купола. Рост расстояний между трансформными разломами (l), а также изменения морфотектоники гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия по мере увеличения скорости спрединга скорее всего обусловлены именно изменением термического режима литосферы, а увеличение содержания железа в базальтах с увеличением скорости связано с возрастанием степени дифференциации расплава в магматических камерах. За счет значительных скоростей раздвига плит зона мантийного апвеллинга в поперечном сечении Восточно-Тихоокеанского поднятия имеет очень большую ширину (>100 км), гораздо большую, чем на Срединно-Атлантическом хребте. Это

вызывает вариации в степени частичного плавления в мантийном диапире и появление подводных гор с широким диапазоном состава базальтов [18].

Указанные соображения послужили основанием для построения гипотетических схем динамики мантийного апвеллинга в пределах сегментов первого порядка Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, которые иллюстрируют черты сходства и различия в этом процессе при разных скоростях раздвига плит (рис. 8).

Несмотря на очевидную наглядность схем пассивного мантийного апвеллинга, уже сейчас ясно, что ряд принципиальных различий СОХ Индо-Атлантической и Тихоокеанской областей Земли не могут быть объяснены вариациями в скоростях спрединга. Если бы раздвиг плит сопровождался только пассивным подъемом мантийного вещества с глубин 30—60 км, где происходит его частичное плавление, то различия в строении гребней СОХ ограничивались бы перечисленными выше особенностями структуры медленноспрединговых и быстроспрединговых рифтов. На самом деле хребты Атлантического и Индийского океанов имеют особенности, которые отсутствуют или слабо выражены на Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятиях и которые не укладываются в рассмотренные выше относительно простые схемы пассивного подъема мантии примерно с одного уровня. К этим особенностям относятся: крупномасштабные аномалии глубин в виде куполов и депрессий, аномалии геоида, поля силы тяжести, региональные тренды сегментации, не связанные со скоростями спрединга, геохимические аномалии, а также некоторые другие феномены.

Для объяснения их природы чаще всего прибегают к идее мантийных струй, поднимающихся с больших глубин и выносящих на поверхность базальты, обогащенные литофильными элементами и имеющие иной изотопный состав по сравнению с «нормальными» толеитами [37]. Источники обогащенных базальтов могут оставаться относительно изолированными системами в течение длительного времени и накапливают собственные радиогенные изотопы и запасы тепла, прежде чем магматический расплав поднимется к поверхности. Последним возможно объяснить разный пространственный масштаб аномалий глубин и геохимических аномалий.

Идее восходящих мантийных струй отвечают данные о распределении плотностей в верхней мантии. В работах [13, 21] было показано, что крупным поднятиям и депрессиям на гребнях хребтов Индо-Атлантической области Земли соответствуют вариации в плотностной структуре мантийного вещества. Так, в Атлантике Исландскому и Азорскому куполовидным поднятиям отвечают погружения глубин зоны максимального разуплотнения в мантии до 35—40 км, в то время как в экваториальной части океана, где уровень гребня относительно опущен, глубина кровли этой зоны составляет около 30 км.

Выявленная связь между вариациями плотности и топографией дна гребня Срединно-Атлантического хребта, несомненно, указывает на различия теплового режима верхней мантии под хребтом и свидетельствует о региональном подъеме разогретых масс под крупными выступами дна с глубин, больших, чем те, которые охвачены пассивным апвеллингом. Напротив, к депрессиям гребней СОХ, которым соответствуют отрицательные аномалии геоида и поля силы тяжести, приурочены нисходящие ветви циркуляционных мантийных потоков, хотя при этом в верхних горизонтах над этими нисходящими потоками продолжается пассивный подъем мантии. Именно такая структура перемещения вещества предполагается в пределах Австрало-Антарктического несогласия и, вероятно, экваториальной Атлантики на основе анализа изотопных данных и интерпретации гравитационных аномалий [25, 31].

С различиями в глубинном термическом режиме связан, очевидно, региональный тренд в параметрах сегментации Атлантики: более разогретая и поэтому более пластичная литосфера северной и южной частей океана в меньшей степени подвержена разрывообразованию, чем более холодная литосфера экваториальной части. Региональный подъем разогретой мантии, вероятно, обуславливает плав-

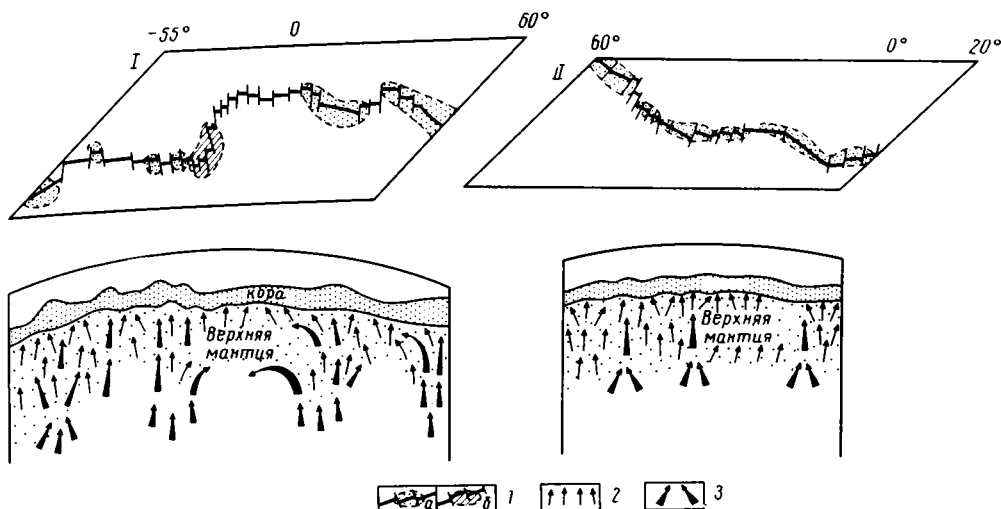


Рис. 9. Гипотетические схемы мантийной циркуляции на промежуточном и глубинном уровнях для Срединно-Атлантического хребта (I) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (II) 1 — гребни СОХ с поднятиями (а) и депрессиями (б); 2 — пассивный мантийный апвеллинг (проявление и движение толеитовых расплавов к поверхности); 3 — циркуляция на глубинном уровне (струи «неистощенной» мантии, взаимодействующие с толеитовыми магмами и приводящие к проявлению неоднородностей тектономагматической сегментации)

ление вещества на больших глубинах и, следовательно, появление в северной части океана провинции с преобладанием толеитов, относящихся к типу TOP-1.

Поднимающиеся мантийные струи скорее всего не единственное объяснение для крупномасштабных структурно-петрологических неоднородностей СОХ Атлантического и Индийского океанов. Ранее нами было показано, что строение Срединно-Атлантического хребта несет на себе следы ранних этапов раскрытия Атлантического океана [10]. Эта унаследованность может отражаться в глубинной термической и плотностной структуре разных частей Атлантики и Индийского океана, имеющих разный возраст. Появились также данные о присутствии останцов субконтинентальной мантии под экваториальной частью Срединно-Атлантического хребта [19], что, несомненно, вносит вклад в образование геохимической, а, возможно, и плотностной неоднородности мантии.

Каковы бы ни были причины, обуславливающие крупномасштабные структурно-петрологические аномалии СОХ в Атлантическом и Индийском океанах, отсутствие столь же масштабных аномалий на гребнях Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий в Тихом океане свидетельствует о большей однородности глубинных геосфер последних и более простой структуре мантийной циркуляции, что и нашло отражение в соответствующих схемах (рис. 9).

Ю. М. Пущаровский неоднократно подчеркивал важнейшую роль глобальной тектонической асимметрии нашей планеты в формировании облика ее геосфер [11, 12]. Рассмотренные различия в тектономагматической сегментации, морфотектонике и геофизике СОХ Индо-Атлантической и Тихоокеанской областей Земли убедительно говорят об асимметрии ее океанской тектоносферы, которая, очевидно, отражает глобальные различия в строении и истории развития этих областей.

Основные выводы и возможные пути дальнейших исследований. Изучение тектоники и магматизма СОХ в связи с их сегментацией представляет собой новый этап в развитии концепции спрединга и открывает уникальные возможности для исследования динамики мантийной конвекции. Проведенный сравнительный анализ тектономагматической сегментации гребней хребтов в Индо-Атлантической и Тихоокеанской областях Земли позволяет сделать следующие выводы.

1. Тектономагматическая сегментация СОХ обусловлена особенностями разноразмерной мантийной конвекции и указывает на трехмерную динамику спрединга океанского дна.

2. В закономерностях сегментации находит отражение конвективная циркуляция трех уровней. Первый — приповерхностный, он связан с наличием коровых магматических камер на глубинах не более 20 км; второй — промежуточный, относящийся к глубинам 20—60 км и обусловленный пассивным мантийным апвеллингом, сопровождающим раздвиг литосферных плит; третий — глубинный, связанный с конвекцией в более глубоких геосферах.

3. В циркуляции вещества под гребнями СОХ отчетливо проявляется глобальная тектоническая асимметрия Земли: на всех уровнях конвекции, включая глубинный, ее динамика различна в Индо-Атлантической и Тихоокеанской областях Земли. В частности, в Индо-Атлантической области соотношение перемещения масс на промежуточном и глубинном уровнях может быть как гармоничным, так и дисгармоничным. В последнем случае мантийный апвеллинг сопровождается нисходящими потоками в более глубоких горизонтах мантии. В Тихоокеанской области дисгармонического соотношения перемещения вещества на указанных уровнях не выявлено.

Выше нами рассматривалась тектономагматическая сегментация только гребней СОХ, т. е. наиболее молодых зон океанской литосферы. Соответственно все заключения о динамике мантийного апвеллинга относятся практически к современной эпохе спрединга. Однако совершенно очевидно, что в тектономагматической сегментации флангов СОХ заключена информация о структуре конвективных движений в мантии геологического прошлого. Отсюда вытекает постановка чрезвычайно важной задачи: разработка методики изучения строения коры флангов СОХ по отдельным временным срезам (комплексная геолого-геофизическая съемка вдоль изохрон океанской коры) и последующее восстановление режима спрединга с целью определения динамики конвекции в прошлые эпохи.

Другим важнейшим направлением исследований следует считать теоретическое моделирование конвективных перемещений вещества на различных уровнях. Изучение тектономагматической сегментации позволяет получать исходные данные для таких количественных расчетов. В конечном итоге наращивание экспериментального материала и параллельное развитие теоретических моделей позволит построить схему эволюции мантийной циркуляции в течение всей истории распада Пангеи и разработать основы для создания геодинамической карты ложа Мирового океана.

Авторы признательны Е. М. Синевой за количественные расчеты параметров сегментации.

Список литературы

1. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г., Мелсон В. Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах//Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43—108.
2. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава//Геохимия. 1979. № 2. С. 163—175.
3. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана//27-й Международный геол. конгресс. Геология Мирового океана. 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 147—154.
4. Ле Пишон К., Францито Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
5. Макдональд К. С., Фокс П. Д. Система срединно-океанических хребтов//В мире науки. 1990. № 8. С. 34—43.
6. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 285 с.
7. Мирлин Е. Г., Комарова О. И. Цикличность океанского рудогенеза и сульфидообразование//Сов. геология. 1991. № 10 (в печати).
8. Мирлин Е. Г., Пшеница И. А. Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга//Геотектоника. 1989. № 3. С. 26—36.
9. Мирлин Е. Г., Синева Е. М. Зональность сегментации срединно-океанических хребтов и ее геодинамическое значение//Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 665—670.
10. Мирлин Е. Г., Суцеская Н. М. Пространственно-временная неравномерность океаногенеза и ее

- структурно-петрологические следствия (на примере Атлантического океана)//Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 108—122.
11. Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии//Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 903—905.
 12. Пушаровский Ю. М. О геологической сущности океанов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 3—11.
 13. Суетнова Е. И., Федорова Т. П. Вариации распределения плотности в верхней мантии вдоль гребня Срединно-Атлантического хребта//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 9. С. 47—52.
 14. Суцеская Н. М., Никулин В. В., Ищенко Л. В., Колесов Г. М., Кононкова Н. Н. Проблема гетерогенности толеитового магматизма Индийского океана по результатам петролого-геохимических исследований закалочных стекол//Геохимия. 1991 (в печати).
 15. Суцеская Н. М., Удинцев Г. Б., Кононкова Н. Н., Колесов Г. М. Новые данные о составе базальтов 2-го сейсмического слоя приэкваториальной Атлантики (по данным 7-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)//Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 671—676.
 16. Францито Ж. Океаническая кора//В мире науки. 1983. № 11. С. 44—59.
 17. Batiza R., Melson W. G., O'Hearn T. Simple magma supply geometry inferred beneath a segment of the Mid-Atlantic Ridge//Nature. 1988. V. 335. P. 428—431.
 18. Batiza R., Niu Y., Zayac W. C. Chemistry of seamounts near the East Pacific Rise: Implications for the geometry of subaxial mantle flow//Geology. 1990. V. 18. № 3. P. 1122—1125.
 19. Bonatti E. Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on St. Peter-Paul islets//Nature. 1990. V. 345. № 6278. P. 800—802.
 20. Bougault H., Dmitriev L., Schilling J. G., Sobolev A., Joron J. L., Needham H. D. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N//Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. P. 27—36.
 21. Bowin C., Thompson G. Residual geoid anomalies in Atlantic Ocean basin: relationship to mantle plumes//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B12. P. 9905—9918.
 22. Buck W. R., Su W. Focused mantle upwelling below Mid-ocean ridges due to feedback between viscosity and melting//Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. № 7. P. 641—644.
 23. Detrick P. S., Buhl P., Vera E. et al. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise//Nature. 1987. V. 326. P. 35—41.
 24. Klein E. M., Langmuir C. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 8089—8115.
 25. Klein E. M., Langmuir C. H., Zindler A., Staudigel H., Hamelin B. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance//Nature. 1988. V. 333. P. 623—629.
 26. Langmuir C. H., Bender J. F., Batiza R. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'—14°30' N//Nature. 1986. V. 322. P. 423—429.
 27. Lin Y., Purdy G. M., Schouten H., Sempere J.-C., Zervas C. Evidence from gravity data for focused magnetic accretion along the Mid-Atlantic Ridge//Nature. 1990. V. 344. P. 627—632.
 28. Macdonald K. C. A geophysical comparison between fast and slow spreading centers: constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity//Hydrothermal process seafloor spreading//Cent. Proc. NATO Adv. Res. Cambridge, 1982. P. 27—51.
 29. Macdonald K. C., Fox P. Y., Perram L. J., Eisen M. F., Haymon R. M., Miller S. P., Carbotte S. M., Cormier M.-H., Shor A. N. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge-axis discontinuities//Nature. 1988. V. 335. № 3187. P. 217—225.
 30. Mahoney J. J., Natland J. H., White W. M., Poreda R., Bloomer S. H., Fisher R. L., Baxter A. N. Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian ocean spreading center//J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B4. P. 4033—4052.
 31. Marks K. M., Sandwell D. T., Vogt P. R., Hall S. A. Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic discordance zone: evidence from geoid height versus topography//Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 103. № 1/4. P. 325—338.
 32. Melson W. G., Byerly G. R., Nelen J. A. et al. A catalog of major element chemistry of abyssal volcanic glasses//Smithsonian Contrib. Earth Sci. Wash., 1977. V. 19. P. 31—60.
 33. Parmentrier E. M., Morgan J. P. Spreading rate dependence of three-dimensional structure in oceanic spreading centers//Nature. 1990. № 6299. P. 325—328.
 34. Schilling J. G., Thompson G., Kingsley R., Humphris S. Hotspotmigrating ridge interaction in the South Atlantic//Nature. 1985. V. 313. P. 187—191.
 35. Schouten H., Klitgord K. D., Whitehead W. W. Segmentation of mid-ocean ridges//Nature. 1985. V. 317. № 6034. P. 225—229.
 36. Thompson G., Bryan W. B., Ballard R., Hamuro K., Melson W. G. Axial processes along a segment of the East Pacific Rise, 10°—12° N//Nature. 1985. V. 318. № 6045. P. 429—433.
 37. Wilson J. T. Hypothesis of Earth's behaviour//Nature. 1963. V. 198. P. 925—929.

Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов, Москва, 113545

Поступила в редакцию
2.IX.1991

УДК 551.25

© 1992 г. ТРАВИН В. В.

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ СИНСКЛАДЧАТОГО ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

На основе данных изучения небольшого района в Северной Карелии разработана модель, объясняющая закономерности формирования и размещения парагенетических текстур и структурных форм, образующихся в условиях синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма. В основу модели положены представления о вязкостной неоднородности сминаемой среды и метаморфическом минералообразовании.

Travin V. V. Structural paragenesis of synfold high-temperature regional metamorphism. *Geotectonics*. 1992. № 2. The data obtained from studying a small region in North Karelia have made possible to work out a model explaining the formation and distribution of paragenetic structures and structural forms appeared under conditions of synfold high-temperature regional metamorphism. The model is based on the conception of inhomogeneous viscosity of the material crumpled and of metamorphic mineralization.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исследованный район находится в Северной Карелии, к югу и востоку от восточной части крупного оз. Кукас. В его пределах на поверхность выведены верхнеархейские (лопий) неравномерно гранитизированные гнейсы (фундамент) и нижнепротерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования (чехол) [2].

Осадочно-вулканогенные породы слагают крупную структуру — Кукасозерскую синклинали, имеющую форму дуги, выпуклой к северу и постепенно расширяющейся к центру (рис. 1). Крылья синклинали (в ее юго-восточном окончании) осложнены сбросовыми разломами северо-западного простирания (рис. 1, 2); ундулирующий шарнир имеет пологие погружения.

Разрез супракрустальных пород представлен амфиболитами, амфибол-биотитовыми сланцами. В основании разреза южного крыла синклинали залегают две пачки пород кислого состава: выклинивающаяся к западу пачка чередующихся кварцитов, мусковит-кварцевых сланцев с гранатом, залегающая на гнейсах основания, и отделенная от нее амфиболитами мощностью порядка полусотни метров пачка мономинеральных и слюдистых кварцитов с прослоями кварцевых конгломератов. В верхней части разреза центральной части структуры также присутствуют две пачки пород кислого состава (рис. 2). Сланцеватость осадочно-вулканогенных пород повсеместно параллельна первичной стратифицированности. Породы кислого состава имеют, как правило, массивную или слабосланцеватую текстуру.

Все породы района метаморфизованы в условиях не ниже эпидот-амфиболитовой фации синскладчатого регионального метаморфизма. В супракрустальных породах в полосе граничащих с ними пород фундамента (шириной 2—3 км) развиты агрегатная и минеральная линейность, полого погружающиеся в направлениях простирания юго-западного крыла Кукасозерской синклинали (очевидно, параллельно ундулирующему шарниру синклинали).

В ходе полевых работ был установлен ряд закономерностей в распределении по площади текстур и структурных форм.

К востоку от оз. Кукас, в центральной части синклинали в полосе шириной

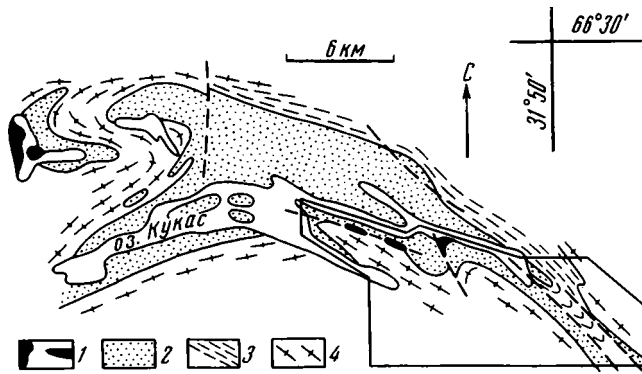


Рис. 1. Схема геологического строения района оз. Кукас (заимствована у В. И. Коросова [2], с упрощениями) 1, 2 — протерозойские образования: ультраосновные (1) и метаморфизованные осадочно-вулканогенные (2); 3 — различные гнейсы верхнеархейской (лопий (?)) ириногорской свиты; 4 — мигматиты и гранитоидные породы

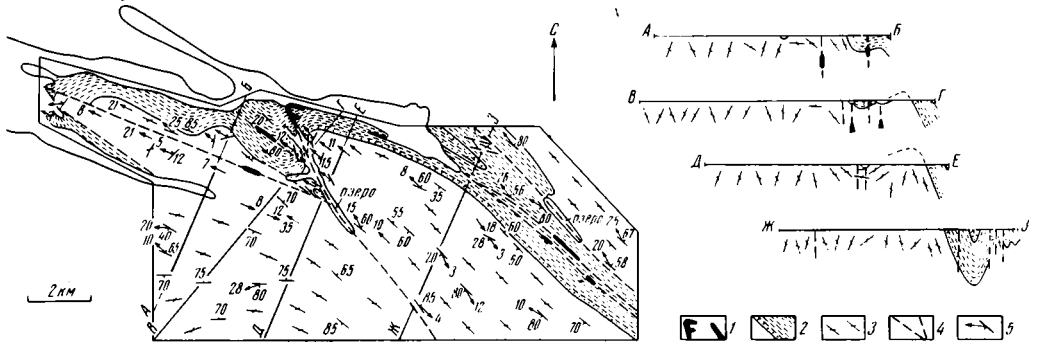


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района юго-восточного окончания оз. Кукас. Составлена по материалам В. А. Коншина, Н. И. Щипцовой, В. В. Травина с использованием материалов В. И. Коросова

1 — ультраосновные породы, 2 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы (штрих — амфиболиты и различные сланцы, точки — маркирующие толщи кварцитов), 3 — породы фундамента (неравномерно гранитизированные гнейсы), 4 — разломы, 5 — плоскостные и линейные элементы

не более 0,5—1 км в многочисленных обнажениях сланцев и амфиболитов осадочно-вулканогенного комплекса установлено сочетание зон внутрислоевого смятия (рис. 3), четко выраженной минеральной и агрегатной линейности и редких структур будинажа. Распространение этого структурного парагенезиса к центру структуры (вверх по разрезу) ограничено пачками кислых пород (рис. 2, 4), выше которых в сланцах и амфиболитах развита лишь отчетливая линейность. При переходе от центра структуры к крыльям линейность становится менее выраженной (а часто и вовсе отсутствует), а сланцеватость, наоборот, становится все более заметной. Структуры будинажа в нижних частях разреза редки, зоны внутрислоевого смятия отсутствуют.

В породах фундамента также отмечается зональность. Вблизи со смятыми осадочно-вулканогенными породами устанавливаются три типа текстур и структурных форм, образующие зоны: хорошо проявленной гнейсовидности, хорошо проявленной линейности, сочетания линейных, плоскостных и складчатых элементов.

Зона хорошо проявленной гнейсовидности имеет изменчивую мощность и протягивается вдоль контакта с осадочно-вулканогенными породами. Гнейсовидность параллельна сланцеватости (и подошве) вышележащих пород. Очень хорошо плоскостные элементы выражены в призмковой части Приозерной синклинали (рис. 4), где гнейсовидность особенно четкая. Жильные образования, развитые

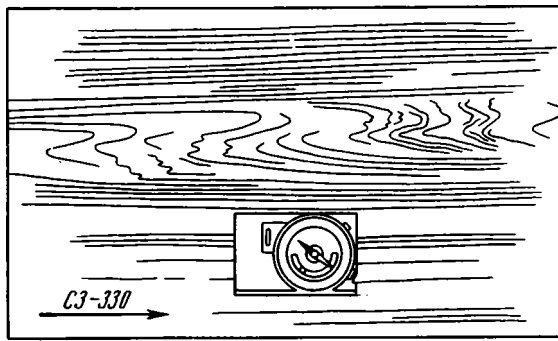


Рис. 3. Зона внутрислоевого смятия в биотит-амфиболовых сланцах с первичной плоскопараллельной полосчатой текстурой (зарисовка на фотографии обнажения). Погружение шарниров мелких складок в зоне смятия совпадает с погружением минеральной и агрегатной линейности в породах

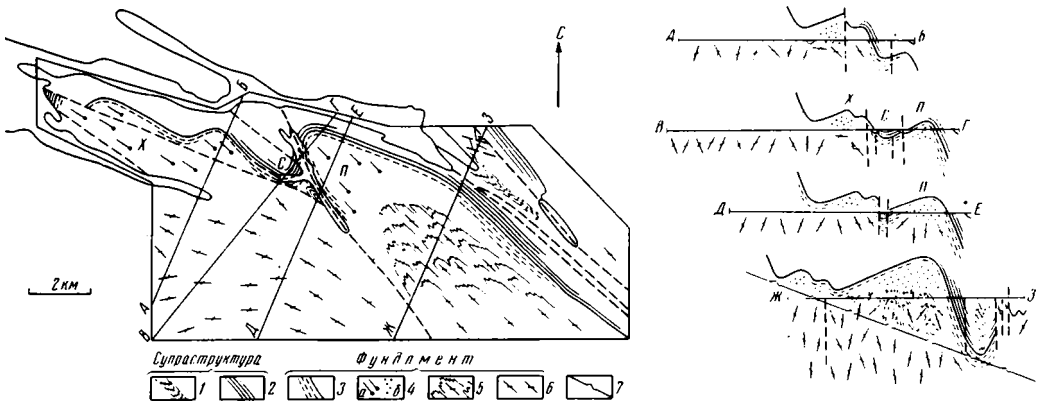


Рис. 4. Схема распределения метаморфических текстур в районе юго-восточного окончания оз. Кукас. Составлена по материалам В. А. Кошнина, Н. И. Шипцовой, В. В. Травина
 1 — площадь распространения хорошо развитых линейностей и зон смятия; 2 — площади хорошо развитой гнейсовидности; 3 — зона хорошо развитой гнейсовидности; 4 — зоны хорошо развитой линейности (а — на схеме, б — на разрезе); 5 — зона сочетания линейных, плоскостных и складчатых элементов; 6 — поле развития гнейсовидных текстур; 7 — зеркало складок южного крыла Кукасозерской синклинали (только на разрезе); П — Приозерная антиклиналь, Х — хирвиноволокская антиклиналь, С — Приозерная синклираль (объяснение в тексте)

в зоне хорошо проявленной гнейсовидности, не нарушены разрывами. Местами встречаются структуры будинажа, редко — массивные разности пород.

Зоны хорошо проявленной линейности развиты в ядрах антиформ структурно ниже зон хорошо проявленной гнейсовидности. Линейность имеет агрегатный характер и создает карандашные текстуры пород. Во многих случаях (особенно в Хирвиноволокской антиклинали, см. рис. 4) угадываются элементы пологой, с падением к северо-западу, гнейсовидности. Наблюдаемые иногда в этих зонах хорошо развитые плоскости сланцеватости и гнейсовидности совпадают с полосчатостью.

Зона сочетания линейных, плоскостных и складчатых элементов расположена к югу от восточного окончания оз. Кукас, структурно ниже зоны хорошо развитой линейности Приозерной антиклинали (рис. 4). В ней хорошо развиты агрегатная линейность и гнейсовидность северо-западного простирания, как правило, имеющие крутые падения. Кроме того, здесь многочисленны складки скальвания. В такие складки «смяты» (или, точнее, растащены по плоскостям гнейсовидности)

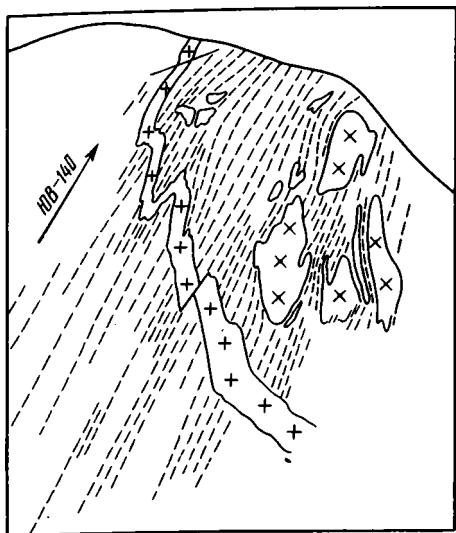


Рис. 5. Складки скалывания в зоне сочетания линейных, плоскостных и складчатых элементов (зарисовка с перспективного фотоснимка обнажения). Видимые складки гранитной жилы мощностью 15 см (прямые крестики) образовались при скольжении блоков амфибол-биотитовых гнейсов по плоскостям гнейсовидности (штрихи). Наличие ксенолитов (косые крестики) свидетельствует о деформациях, предшествовавших выделению гранитной жилы

жилообразные тела (рис. 5) и пакеты пород, имеющие полосчатую текстуру. Складки эти — сжатые, часто изоклинные, имеют зубчатые замки.

К юго-западу от охарактеризованных зон находится поле развития гнейсовидных текстур устойчивого северо-западного простирания. Причем по мере удаления к юго-западу от Кукаозерской синклинали элементы линейности, полого погружающиеся на северо-запад и юго-восток, становятся все менее проявленными, и уже на удалении 4—5 км гнейсовидность и линейность в гнейсах занимают иное положение; характерными становятся мелкие складки.

На построенных разрезах (рис. 4) видно, что зоны хорошо проявленной линейности и сочетания линейных, плоскостных и складчатых элементов тяготеют к областям, заключенным между подошвой осадочно-вулканогенных пород и зеркалом складок южного крыла Кукаозерской синклинали (рис. 4, разрез Ж-3).

История складкообразования района хорошо описывается моделью, базирующейся на представлениях о вязкостной неоднородности и метаморфическом минералообразовании деформируемой среды.

МОДЕЛЬ

1. Образование складок супраструктуры в условиях синскладчатого метаморфизма. Механизмом образования складок супраструктуры является продольный изгиб, которому (при действии генерального усилия в направлении вдоль слоистости или близком к нему) в широком термодинамическом диапазоне подвержены слоистые среды. Плоские элементы (слои) стратифицированной среды (многослоя) различаются по минералогии, гранулометрии, пористости и пр. и как следствие — вязкости. В. Г. Талицкий, опираясь на зерновой уровень строения вещества, с замечательной убедительностью показал, что складки продольного изгиба развиваются в многослоях, контраст вязкости слоев в которых достаточно велик (изначальный или наведенный при сжатии вдоль слоя) [5].

Итак, к стратифицированной толще в плоскости напластования прикладывается усилие. Благодаря ему толща сжимается в направлении прикладываемого усилия до тех пор, пока не будет достигнуто определенное значение контраста вязкости между пластообразными телами, при достижении которого толща выйдет из состояния равновесия и начнет сминаться [5]. При этом в крыльях образующихся складок происходит проскальзывание слоев друг относительно друга (рис. 6). Это так называемое послойное скольжение свидетельствует о том, что на уровне слоя происходит разложение генерального усилия на нормальную и тангенциальную составляющие (см. рис. 6). Последняя и вызывает послойное скольжение, происходящее до тех пор, пока меняющееся в процессе роста складки тангенциальное усилие не будет уравновешено силами связи между слоями (обусловленными вязкостью пластичных прослоев, по которым идет скольжение и связанными, в свою очередь, с термодинамическими условиями).

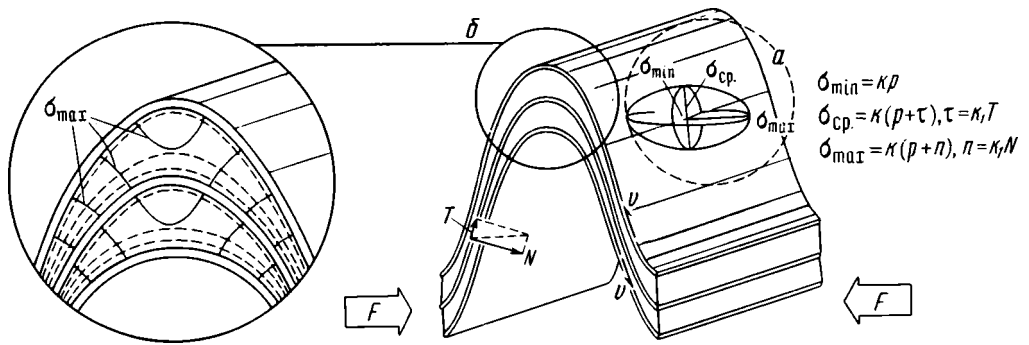


Рис. 6. Динамическая обстановка в формирующихся складках продольного изгиба (серым оттенком показаны жесткие прослойки) T и N — тангенциальное и нормальное усилия, результат разложения на уровне слоя генерального усилия F ; a — эллипсоид местного поля напряжений (для пластичного слоя): k, k_1 — коэффициенты пропорциональности, ρ — литостатическое давление, τ — тангенциальное напряжение, π — нормальное напряжение; b — траектории нормальных напряжений в пластичных слоях

Свидетельством существования нормальных усилий (и вызываемых ими напряжений) является наблюдаемое в складчатых метаморфических комплексах уменьшение мощностей некомпетентных слоев в крыльях складок и будинирование компетентных слоев. При этом жесткие слои стремятся сохранить мощность во всех частях складки, формируя на уровне слоя местные напряжения и деформируясь меньше пластичных слоев, приспособляющихся к деформации первых. Изгиб реализуется только в жестких слоях, а в пластичных происходит сложный деформационный процесс, который, в противоположность изгибу, можно назвать «течением». Суть его в том, что под действием нормальных усилий вещество пластичных слоев перемещается из крыльев складок, где оно в наибольшей степени подвержено раздавливанию жесткими слоями, в их замковые части. Сложная напряженная обстановка в пластичных слоях в замках складок (сжатие у границ с жесткими слоями и близкое к одностороннему растяжение в их центральных частях; см. рис. 6) в совокупности с кинематическими особенностями процесса переноса вещества приводит к формированию специфических структурных форм (в том числе и упоминаемых здесь зон внутрислоевого смятия) и текстур, тип которых зависит от термодинамических условий, контраста вязкости слоев, характера переслаивания и других параметров.

Становление метаморфических текстур хорошо объяснимо с позиций теории синдеформационной кристаллизации минералов (по [4]). В. Н. Кожевниковым отмечено [там же, с. 182], что «необходимым условием динамического равновесия является параллельность таких направлений в решетках минералов, ориентировка которых контролируется анизотропным полем напряжений». И далее, приводя значения динамических констант минералов, он делает заключение и о том, что «...полюс сланцеватости является осью максимальных нормальных напряжений (т. е. осью сжатия материала), а линейность — осью минимальных напряжений (т. е. осью растяжения материала)» [там же, с. 184].

Ранее было показано, что при формировании складок продольного изгиба жесткие слои, обеспечивающие в многослойном перераспределении напряжений, повсеместно создают условия сжатия, перпендикулярного слоистости, причем эти условия наименее выражены в замках складок. С учетом этого в комплексах, претерпевших синскладчатый высокотемпературный метаморфизм (при котором пластические деформации сопровождаются бластезом), можно ожидать хорошего развития плоскостных текстур (и нечеткого — линейных) в крыльях складок; в области замков наиболее четко должна быть проявлена минеральная и агрегатная линейность, параллельная шарнирам складок. Сланцеватость повсеместно может быть параллельна первичной стратифицированности.

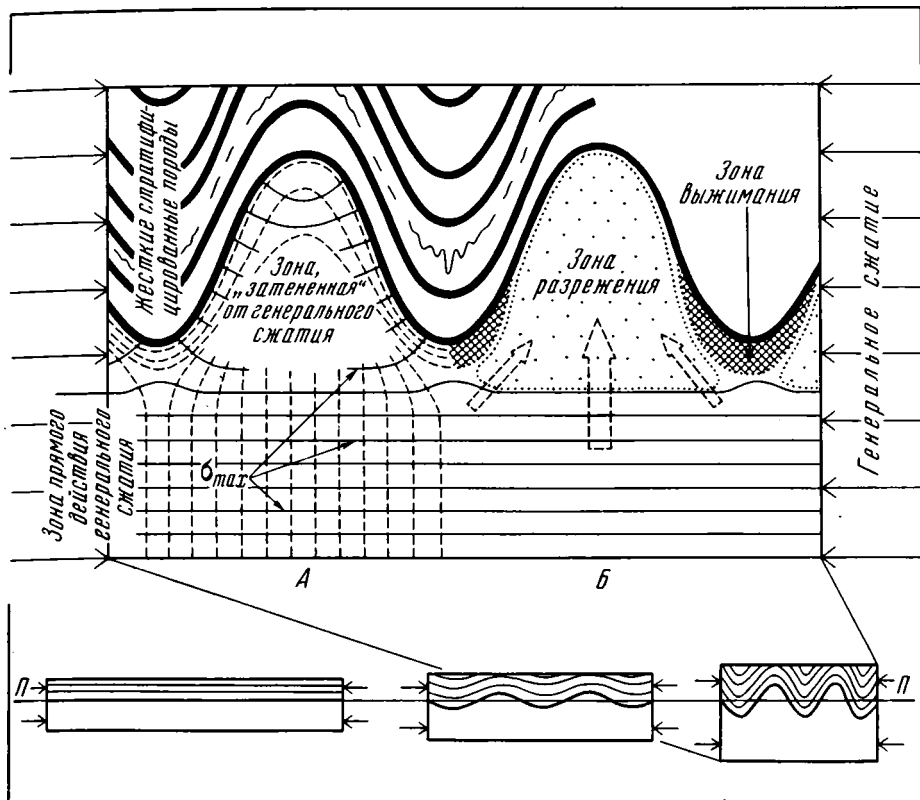


Рис. 7. Динамическая обстановка в пластичном фундаменте под подошвой жестких стратифицированных образований, сминаемых в складки продольного изгиба в условиях регионального метаморфизма высокой степени (рисунок сделан в плоскости, перпендикулярной шарнирам складок) А — распределение траекторий нормальных напряжений (σ_{\max} — максимального сжатия), Б — положение зон разрежения и выжимания (стрелки показаны направления перемещения пластичного вещества). Внизу — стадии складкообразовательного процесса: П—П — первичное положение подошвы вязких стратифицированных образований

Из этих построений следует вывод, что *сланцеватость (и гнейсовидность) может быть одновременной со складкой, которую она описывает*. Но сланцеватость эта наследует положение более ранней, доскладчатой стратифицированности. Сланцеватость облекает жесткие слои точно так же, как и гранитные гальки в метаконгломератах с существенно хлоритовым цементом. Облекание крупных зерен каркасных силикатов листочками слюд, нередко наблюдаемое в шлифах, имеет ту же природу — это результат кристаллизации слюд в местных полях напряжений, возникающих за счет перераспределения генерального сжимающего усилия зернами вязких каркасных силикатов.

2. Поведение пород, подстилающих осадочно-вулканогенные толщи, сминаемые в метаморфических условиях¹. Очевидно, что складчатость продольного изгиба возможна только в том случае, если осадочно-вулканогенные сминаемые породы более жестки, чем породы фундамента, не препятствующего (благодаря своей пластичности) воздействию сжимающего (сминающего) генерального усилия, передаваемого консолидированными блоками, не испытывающими деформаций. В пластичном фундаменте при сжатии происходит деформация сплющивания с формированием гнейсовидности (сланцеватости), в целом перпендику-

¹ Рассматривая этот вопрос, условимся, что подстилающие породы (породы фундамента) не стратифицированы.

лярной направлению генерального сжатия. В областях формирующихся антиклиналей и синклиналей под подошвой жестких стратифицированных образований создаются зоны соответственно разрежения и выжимания, в которых генеральное усилие действует не прямо, а опосредованно (рис. 7). В условиях общего сжатия происходит перемещение высокопластичного вещества фундамента в зоны разрежения с образованием структур скальвания, использующих положение зарождающихся плоскостей гнейсовидности (если, конечно, в породе есть маркеры, по которым эти структуры можно регистрировать). Специфичность напряженного состояния в зонах разрежения (их «затененность») должна приводить к образованию специфических текстур пород и структурных форм, на характер которых, несомненно, оказывают влияние и термодинамические условия. Во время образования складок в жестких супракрустальных образованиях в пластичных породах фундамента происходит формирование элементов гнейсовидности (параллельных границе чехол — фундамент), более отчетливых под синклиналями (в зонах выжимания) и менее — под антиклиналями (в зонах разрежения).

Таким образом, в мобильных зонах, находящихся между сближающимися консолидированными блоками, в условиях регионального метаморфизма одновременно происходит смятие жестких осадочно-вулканогенных пород и расплющивание более пластичных пород фундамента. При этом в осадочно-вулканогенных породах формируется сланцеватость, параллельная первичной слоистости, а в породах фундамента — гнейсовидность. Эта гнейсовидность благодаря местным анизотропным полям напряжений вблизи подошвы жестких пород параллельна слоистости последних, но по мере удаления от нее становится в общем перпендикулярной генеральному сжимающему усилию. Сформировавшиеся метаморфические гнейсовидность, линейность и сланцеватость создают единый структурный план.

По-видимому, подобным образом шло формирование текстурных признаков пород и структуры чехла и фундамента в районе, описанном в начале статьи.

В заключение статьи следует остановиться на методическом аспекте проведенного исследования.

Для «совокупности всех структурных форм, сформировавшихся одновременно в едином генеральном поле напряжений», В. С. Милеев применил термин «структурный парагенез» [3]. Совокупность всех структурных форм района восточного окончания оз. Кукас, очевидно, можно назвать структурным парагенезом синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма. Классификация структурных парагенезов по термодинамическому признаку, по мнению автора, была бы удобной потому, что в разных термодинамических условиях образуются и разные наборы структурных форм. Например, в условиях зеленосланцевой фации большое значение в складчатых структурах имеют разрывные нарушения, характерны кинг-зоны, слабо развитые минеральные и агрегатные линейности. Существуют также какие-то пороговые условия (ультраметаморфизм?), за которыми породы различного состава имеют одинаковые деформационные свойства — благодаря своей высокой пластичности, восприимчивости к деформирующим усилиям, они образуют сложные структурные формы, отражающие даже нюансы динамики среды (вполне естественно, что среди складок, образовавшихся в таких условиях, господствуют мелкие формы различной ориентировки).

Приведенная для объяснения конкретной геологической структуры модель, несмотря на ее схематичность, объясняет закономерности формирования текстур и структур, соответствие структурных планов смятых протерозойских осадочно-вулканогенных пород и пород фундамента в других структурах Северо-Карельской синклинорной зоны (где пришлось работать автору) и, вероятно, может быть применена к другим структурам (например, к структурам Центральной Карелии, изучаемым Е. Н. Афанасьевой [1]), сложенным комплексами, претерпевшими синскладчатый региональный метаморфизм.

Во время работы над статьей автор постоянно пользовался консультациями В. А. Коншина. Ценные замечания по содержанию и терминологии работы были

сделаны В. Г. Талицким, Ю. В. Миллером, В. Н. Кожевниковым. Черновой вариант статьи был прокомментирован Н. И. Щипцовой и Ю. И. Лазаревым. Всем этим товарищам автор выражает свою признательность.

Список литературы

1. *Афанасьева Е. Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций//Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. I: Тез. докладов III Всесоюзной школы. Киев: Изд-во Ин-та геофизики АН УССР, 1990. С. 30—31
2. *Коросов В. И., Робонен В. И., Назарова Т. Н.* К геологии района оз. Кукас — Тикшеозеро//Геология, петрография: Операт.-информ. матер. за 1980 г. Петрозаводск: Изд-во Ин-та геологии КФ АН СССР, 1982. С. 6—10
3. *Милеев В. С.* Структурный парагенез — основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях//Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 44—55
4. *Саранчина Г. М., Кожевников В. Н.* Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.
5. *Талицкий В. Г.* О соотношении кливажа со складками//Вести. МГУ. Сер. 4 Геология. 1989. № 4. С. 3—14

Институт геологии
Карельского НЦ РАН
Петрозаводск, 185610

Поступила в редакцию
19.XI.1990

Рецензент: М. Г. Леонов

УДК 551.243.12 (477.6)

© 1992 г. ЛУКИН А. Е., ВЛАДИМИРОВ А. С., ЕРМАКОВ И. М.,
ТУРЧАНЕНКО Н. Т.ПРОБЛЕМА ДОДЕВОНСКОГО РИФТОГЕНЕЗА
В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОМ АВЛАКОГЕНЕ

На основе анализа сейсмических материалов МОГТ, особенностей геологического строения и вещественного состава отложений осадочного чехла, данных глубокого бурения в краевых частях Днепровско-Донецкого авлакогена, а также материалов по литологии и стратиграфии сопредельных позднепротерозойских прогибов выделена Днепровско-Донецкая система додевонских рифтогенных прогибов, разделенная поперечными сдвигами на отдельные сегменты. Охарактеризованы формационные особенности выполняющего прогибы додевонского промежуточного комплекса.

Lukin A. Ye., Vladimirov A. S., Yermakov I. M., Turchanenko N. T. Pre-Devonian riftogenesis in the Dnepr-Donets aulacogen. *Geotectonics*. 1992. № 2. The analysis of seismic materials, specific features of the geological structure and substance composition of the sedimentary mantle deposits. The evidence of deep drilling in the Dnepr-Donets aulacogen marginal parts as well as materials on lithology and stratigraphy of contiguous late Proterozoic troughs made possible to distinguish a system of pre-Devonian riftogenic troughs separated by transverse faults to form isolated segments. Described are also the formational peculiarities of the pre-Devonian intermediate complex.

ВВЕДЕНИЕ

4

Днепровско-Донецкий авлакоген (ДДА)¹ занимает особое положение среди рифтовых структур древних платформ [2, 7], выделяясь огромными мощностями фанерозойских формаций, широким стратиграфическим и структурно-формационным диапазоном нефтегазоносных толщ. Он является тектонотипом сложных авлакогенов, в понимании Н. С. Шатского, и поэтому все дискуссионные проблемы, связанные с его геологическим строением и формированием, выходят далеко за рамки чисто региональных, приобретая ключевое значение для изучения закономерностей внутриплатформенного рифтогенеза. Наиболее важная среди них, бесспорно, проблема додевонского рифтогенеза. Суть ее в том, что в соответствии с современными представлениями ДДА является относительно молодой структурой. В отличие от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы (ВЕР), заложенных в рифее, наиболее древние образования в осадочном выполнении ДДА, залегающем на архейско-нижнепротерозойском² кристаллическом фундаменте, представлены, по данным бурения, эйфельскими и живетскими отложениями. Казалось бы, более древняя по времени заложения северо-западная часть Припятской впадины на самом деле не является таковой и не типична для основной территории ДДА — обнаруженные там додевонские отложения принадлежат вовлеченному в средне- и позднедевонское погружение фрагменту рифейско-«эокембрийского» Волыно-Оршанского авлакогена. Другая проблема — впрочем, связанная с первой, — возникает из необходимости дать объяснение отсутствию в разрезе ДДА так называемого промежуточного³ комплекса отложений,

¹ Под этим названием авторы понимают всю Припятско-Днепровско-Донецкую систему авлакогенов.

² По новейшей схеме стратиграфии докембрия [3].

³ Комплекс, залегающий между осадочным чехлом и фундаментом, характеризующийся промежуточными показателями степени дислоцированности и интенсивности региональных вторичных изменений, благодаря чему для него типичны промежуточные значения скоростей распространения сейсмических волн.

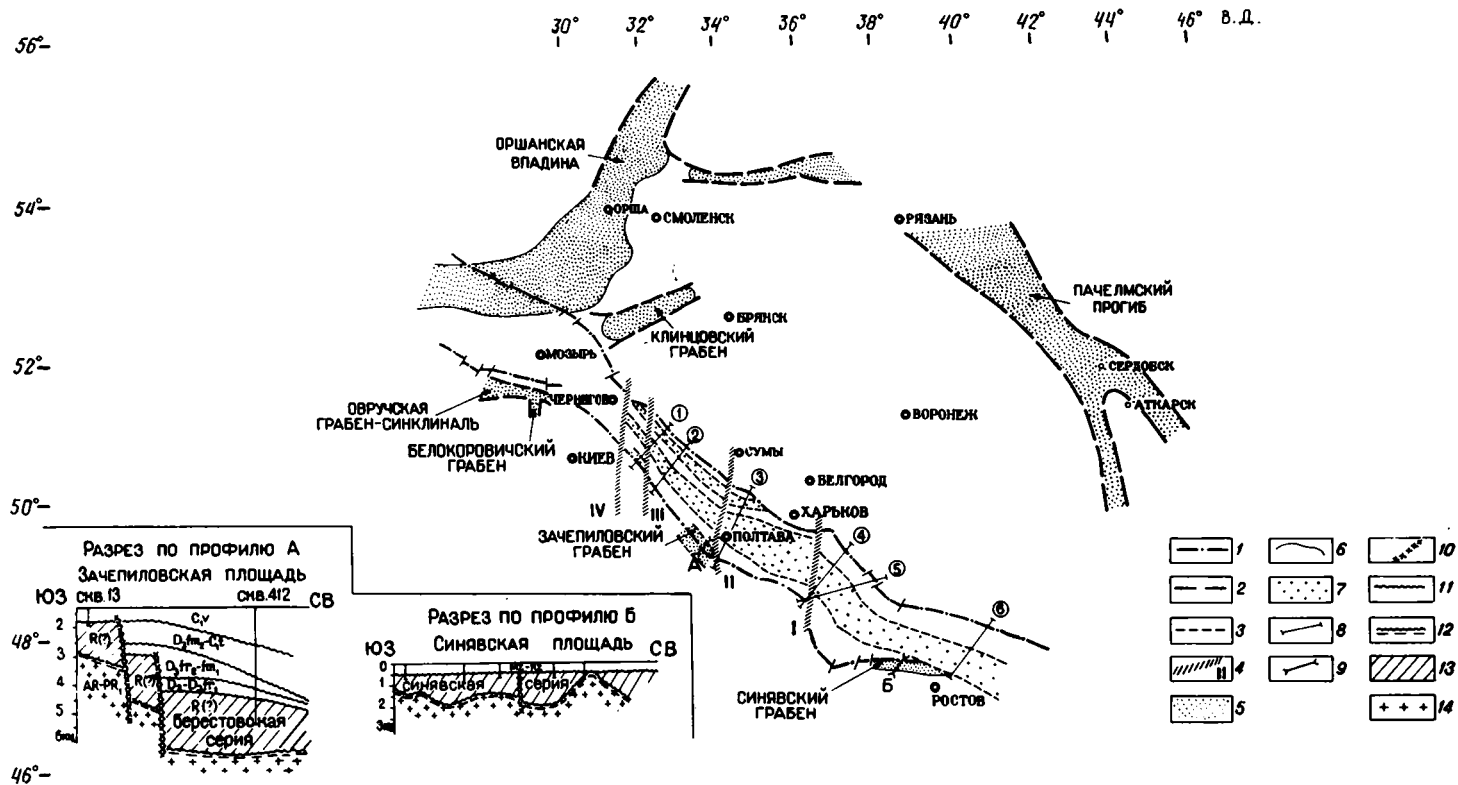


Рис. 1. Днепровско-Донецкая система додевонских грабенов и позднепротерозойские прогибы смежных районов Восточно-Европейской платформы

1 — краевые нарушения палеозойского Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (рифтогенные разломы позднедевонского заложения); 2 — позднепротерозойские рифтогенные разломы; 3 — позднепротерозойские рифтогенные разломы по данным сейсморазведки; 4 — поперечные разломы, связанные с дорифейскими субмеридиональными глубинными структурами (I — Бердянско-Купянский, II — Криворожско-Камарич-

ский, III — Кировоградско-Холмский, IV — Каневско-Шорсовский); 5, 6 — позднепротерозойские отложения (5) и границы их распространения (6); 7 — предполагаемые додевонские отложения; 8 — сейсмпрофили МОГТ; 9 — геологические профили по данным бурения; 10 — сбросы; 11 — поверхности несогласия; 12 — граница позднепротерозойских отложений и кристаллического фундамента по сейсмическим данным (МОГТ); 13 — позднепротерозойские отложения; 14 — породы кристаллического фундамента (архей — нижний протерозой). Разрез отложений синявского грабена — по [8] с изменениями

как правило, выделяемого при геофизических исследованиях и глубоком бурении между докембрийским (или палеозойским) фундаментом и осадочным чехлом других рифтогенных структур древних и молодых платформ.

Указанные отличия ДДА от других авлакогенов ВЕП представляют своего рода геодинамическую загадку — трудно представить, как Сарматский щит мог сохранить свою целостность во время охватившего ВЕП позднепротерозойского рифтогенеза, тем более, что об интенсивных резонансно-тектонических (в понимании Ю. М. Пушаровского) процессах в его пределах свидетельствуют проявления позднепротерозойского рифтогенеза на Воронежском массиве (Клинцовский грабен, проявления допалеозойского траппового магматизма) и Украинском щите (Овручская грабен-синклиналь и др. — см. ниже) (рис. 1).

Следует отметить, что предположения о наличии в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) и Донбассе⁴ додевонских отложений высказывались давно. Так, Л. Ф. Лунсгерстаузен (1939) и В. Б. Порфирьев (1941) отмечали вероятность присутствия в приосевой зоне ДДВ отложений кембрия, ордовика и силура. В. Г. Бондарчук (1949) предполагал наличие здесь не только раннепалеозойских, но и мощных позднепротерозойских отложений. Однако, несмотря на рост количества скважин глубокого бурения и накопление новых данных о глубинном геологическом строении ДДА (1955—1970 гг.), эти сугубо умозрительные предположения не находили подтверждения. Поэтому представления о средне- и позднедевонском генезисе ДДА и отсутствии здесь позднепротерозойско-нижнепалеозойского промежуточного комплекса стали практически общепринятыми. Возрождение гипотезы о додевонском заложении ДДА связано с известными работами М. А. Бородулина, В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, которые по материалам ГСЗ выделили рифейский «грабен в грабене». По их данным [13], ширина рифейского грабена в 1,5—2 раза меньше, чем «герцинского Днепровского грабена», а мощность рифейских (?) отложений, слагающих промежуточный между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом комплекс, достигает 10—12 км. По отношению к герцинскому прогибу рифейский грабен расположен асимметрично [13]. На участке Полтава—Харьков он примыкает к северному борту ДДА, затем смещается к южному борту, а в пределах Донбасса и его восточного продолжения занимает приосевое положение. По материалам ГСЗ, ширина и глубина этой древней «ровоподобной геоструктуры» возрастает в юго-восточном направлении, а западнее меридиана г. Полтава она не прослеживается, будучи ограниченной субмеридиональным дорифейским Криворожско-Комаричским глубинным разломом.

Таким образом, несмотря на принципиальное значение этих сейсмологических данных, по-прежнему наблюдается коренное отличие ДДА от других авлакогенов ВЕП, для которых именно рифейские грабены играли роль «стержневых» тектонических зон. Более того, еще менее понятной, чем при традиционных представлениях об отсутствии додевонского рифтогенеза, становится картина глубинного строения и истории додевонского развития ДДА, поскольку между областью развития «грабена в грабене» на юго-востоке ДДА и ответвлениями позднепротерозойской рифтовой системы (Овручская грабен-синклиналь с Белокоровичским грабеном, Клинцовский грабен и др.) оказывается обширная часть ДДА без признаков додевонского рифтогенеза.

Поэтому, не отрицая важности этих данных, следует все же признать, что только на основе материалов ГСЗ выяснить закономерности додевонского рифтогенеза не представляется возможным. Решение этой сложной проблемы возможно лишь на основе системного подхода, предусматривающего выявление и анализ всех прямых и косвенных признаков додевонского рифтогенеза в геологическом строении и развитии ДДА и сопредельных территорий.

⁴ Граница между ДДВ и Донбассом приурочена к Бердянско-Купянскому ПГР (рис. 1).

До недавнего времени данные о наличии додевонского «грабена в грабене» полностью базировались на вышеупомянутых материалах ГСЗ. Однако достоверность выделения различных геологических границ на профилях ГСЗ оспаривалась многими специалистами-сейсморазведчиками. Дело в том, что сами по себе материалы ГСЗ вследствие отсутствия данных о граничных скоростях трудно однозначно отождествить с определенными геологическими границами. Поэтому их привязка на больших (>5—7 км) глубинах в значительной мере определяется теми или иными геологическими представлениями, которыми руководствуется исследователь. Так, В. Б. Соллогуб и др. [13] исходили из предположения, что максимальный перепад мощностей карбона приурочен к прибортовым моноклиналильным склонам, а от их подножий и до оси ДДА градиент их изменения очень незначителен. Это привело к ошибочной оценке максимальных мощностей карбона величиной «не более 6,5—7,0 км» [13] и как следствие — к представлениям о сравнительно неглубоком (6—8 км) залегании кровли предполагаемого рифея. Для оценки реальных соотношений карбоновых и девонских комплексов с предполагаемым додевонским промежуточным комплексом и кристаллическим фундаментом необходимо привлечь сейсмические материалы КМПВ и МОГТ совместно с данными глубокого бурения.

С наиболее острой критикой выводов о наличии в ДДА по данным ГСЗ верхнепротерозойского промежуточного сейсмокомплекса (ПСК) выступили специалисты по КМПВ (М. Г. Манюта и др.). Как известно, КМПВ занимало долгие годы монопольное положение при картировании фундамента. При этом построения базировались преимущественно на прослеживании в первых вступлениях преломленных волн от его поверхности. Волны в последующих вступлениях (с большими кажущимися скоростями), как правило, не использовались. Однако в тех случаях, когда их отстраивали (некоторые районы Башкирии, Тимано-Печорской плиты, Предкавказья, Западной Сибири и др.), они совместно с МОВ давали ценную информацию о наличии отражающих поверхностей ниже основной преломляющей границы (d_0^k), отождествляемой с поверхностью фундамента. В настоящее время в ряде этих регионов бурением доказано, что граница d_0^k характеризует поверхность промежуточного комплекса (см. выше), возраст которого на докембрийских платформах в различной мере соответствует верхнему протерозою, на эпибайкальских плитах — нижнему палеозою, на эпигерцинских — верхнему палеозою — триасу.

В ДДА, особенно на юго-востоке ДДВ и в Донбассе, вследствие больших (>15 км) мощностей осадочного чехла различия в значениях граничных скоростей от кровли предполагаемого ПСК и поверхности фундамента не столь велики, как в вышеуказанных районах. Однако в тех районах ДДВ, где докембрийские кристаллические породы залегают на глубинах менее 10 км, анализ преломленных волн и последующих вступлений также позволяет закартировать две основные преломляющие поверхности, отождествляемые с кровлей и подошвой ПСК, т. е. соответственно с подошвой девона и поверхностью докембрийского кристаллического фундамента. Таким образом, все чаще наблюдающееся в последние годы несовпадение опорного отражающего горизонта VI₁ в подсолевом девоне, по данным МОГТ, с границей по КМПВ обусловлено не техническими или методическими погрешностями, а, по аналогии с другими вышеуказанными регионами, отражает существование промежуточного по своим сейсмоакустическим параметрам комплекса между докембрийским кристаллическим фундаментом и вулканогенно-осадочными средне- и верхнедевонскими и каменноугольными отложениями осадочного чехла. Гипсометрический интервал между вышеуказанными поверхностями, картируемыми МОГТ и КМПВ, на территории, расположенной между Кировоградско-Холмским и Криворожско-Камаричским ПГР (рис. 1) Сребненской депрессии ДДВ достигает 4—6 км.

как правило, выделяемого при геофизических исследованиях и глубоком бурении между докембрийским (или палеозойским) фундаментом и осадочным чехлом других рифтогенных структур древних и молодых платформ.

Указанные отличия ДДА от других авлакогенов ВЕП представляют своего рода геодинамическую загадку — трудно представить, как Сарматский щит мог сохранить свою целостность во время охватившего ВЕП позднепротерозойского рифтогенеза, тем более, что об интенсивных резонансно-тектонических (в понимании Ю. М. Пушаровского) процессах в его пределах свидетельствуют проявления позднепротерозойского рифтогенеза на Воронежском массиве (Клинцовский грабен, проявления допалеозойского траппового магматизма) и Украинском щите (Овручская грабен-синклиналь и др.— см. ниже) (рис. 1).

Следует отметить, что предположения о наличии в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) и Донбассе⁴ додевонских отложений высказывались давно. Так, Л. Ф. Лунгерсгаузен (1939) и В. Б. Порфирьев (1941) отмечали вероятность присутствия в приосевой зоне ДДВ отложений кембрия, ордовика и силура. В. Г. Бондарчук (1949) предполагал наличие здесь не только раннепалеозойских, но и мощных позднепротерозойских отложений. Однако, несмотря на рост количества скважин глубокого бурения и накопление новых данных о глубинном геологическом строении ДДА (1955—1970 гг.), эти сугубо умозрительные предположения не находили подтверждения. Поэтому представления о средне- и позднедевонском генезисе ДДА и отсутствии здесь позднепротерозойско-нижнепалеозойского промежуточного комплекса стали практически общепринятыми. Возрождение гипотезы о додевонском заложении ДДА связано с известными работами М. А. Бородулина, В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, которые по материалам ГСЗ выделили рифейский «грабен в грабене». По их данным [13], ширина рифейского грабена в 1,5—2 раза меньше, чем «герцинского Днепровского грабена», а мощность рифейских (?) отложений, слагающих промежуточный между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом комплекс, достигает 10—12 км. По отношению к герцинскому прогибу рифейский грабен расположен асимметрично [13]. На участке Полтава—Харьков он примыкает к северному борту ДДА, затем смещается к южному борту, а в пределах Донбасса и его восточного продолжения занимает приосевое положение. По материалам ГСЗ, ширина и глубина этой древней «ровоподобной геоструктуры» возрастает в юго-восточном направлении, а западнее меридиана г. Полтава она не прослеживается, будучи ограниченной субмеридиональным дорифейским Криворожско-Комаричским глубинным разломом.

Таким образом, несмотря на принципиальное значение этих сейсмологических данных, по-прежнему наблюдается коренное отличие ДДА от других авлакогенов ВЕП, для которых именно рифейские грабены играли роль «стержневых» тектонических зон. Более того, еще менее понятной, чем при традиционных представлениях об отсутствии додевонского рифтогенеза, становится картина глубинного строения и истории додевонского развития ДДА, поскольку между областью развития «грабена в грабене» на юго-востоке ДДА и ответвлениями позднепротерозойской рифтовой системы (Овручская грабен-синклиналь с Белокоровичским грабеном, Клинцовский грабен и др.) оказывается обширная часть ДДА без признаков додевонского рифтогенеза.

Поэтому, не отрицая важности этих данных, следует все же признать, что только на основе материалов ГСЗ выяснить закономерности додевонского рифтогенеза не представляется возможным. Решение этой сложной проблемы возможно лишь на основе системного подхода, предусматривающего выявление и анализ всех прямых и косвенных признаков додевонского рифтогенеза в геологическом строении и развитии ДДА и сопредельных территорий.

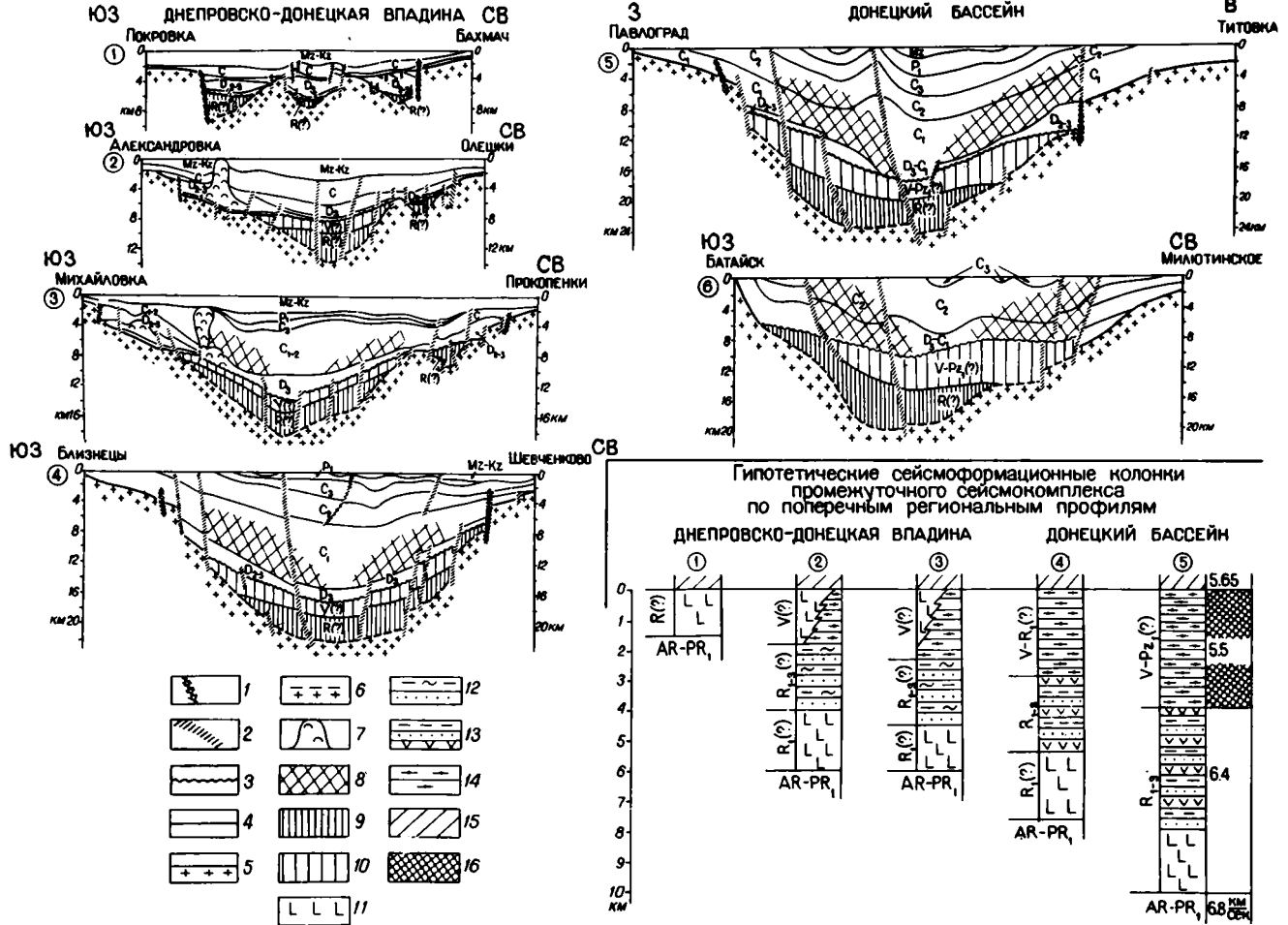
⁴ Граница между ДДВ и Донбассом приурочена к Бердянско-Купянскому ПГР (рис. 1).

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ СИСТЕМЫ ДОДЕВОНСКИХ ГРАБЕНОВ

До недавнего времени данные о наличии додевонского «грабена в грабене» полностью базировались на вышеупомянутых материалах ГСЗ. Однако достоверность выделения различных геологических границ на профилях ГСЗ оспаривалась многими специалистами-сейсморазведчиками. Дело в том, что сами по себе материалы ГСЗ вследствие отсутствия данных о граничных скоростях трудно однозначно отождествить с определенными геологическими границами. Поэтому их привязка на больших ($>5-7$ км) глубинах в значительной мере определяется теми или иными геологическими представлениями, которыми руководствуется исследователь. Так, В. Б. Соллогуб и др. [13] исходили из предположения, что максимальный перепад мощностей карбона приурочен к прибортовым моноклинальным склонам, а от их подножий и до оси ДДА градиент их изменения очень незначителен. Это привело к ошибочной оценке максимальных мощностей карбона величиной «не более $6,5-7,0$ км» [13] и как следствие — к представлении о сравнительно неглубоком ($6-8$ км) залегании кровли предполагаемого рифея. Для оценки реальных соотношений карбоновых и девонских комплексов с предполагаемым додевонским промежуточным комплексом и кристаллическим фундаментом необходимо привлечь сейсмические материалы КМПВ и МОГТ совместно с данными глубокого бурения.

С наиболее острой критикой выводов о наличии в ДДА по данным ГСЗ верхнепротерозойского промежуточного сейсмокомплекса (ПСК) выступили специалисты по КМПВ (М. Г. Манюта и др.). Как известно, КМПВ занимало долгие годы монопольное положение при картировании фундамента. При этом построения базировались преимущественно на прослеживании в первых вступлениях преломленных волн от его поверхности. Волны в последующих вступлениях (с большими кажущимися скоростями), как правило, не использовались. Однако в тех случаях, когда их отстраивали (некоторые районы Башкирии, Тимано-Печорской плиты, Предкавказья, Западной Сибири и др.), они совместно с МОВ давали ценную информацию о наличии отражающих поверхностей ниже основной преломляющей границы (d_0^k), отождествляемой с поверхностью фундамента. В настоящее время в ряде этих регионов бурением доказано, что граница d_0^k характеризует поверхность промежуточного комплекса (см. выше), возраст которого на докембрийских платформах в различной мере соответствует верхнему протерозою, на эпибайкальских плитах — нижнему палеозою, на эпигерцинских — верхнему палеозою — триасу.

В ДДА, особенно на юго-востоке ДДВ и в Донбассе, вследствие больших (>15 км) мощностей осадочного чехла различия в значениях граничных скоростей от кровли предполагаемого ПСК и поверхности фундамента не столь велики, как в вышеуказанных районах. Однако в тех районах ДДВ, где докембрийские кристаллические породы залегают на глубинах менее 10 км, анализ преломленных волн и последующих вступлениях также позволяет закартировать две основные преломляющие поверхности, отождествляемые с кровлей и подошвой ПСК, т. е. соответственно с подошвой девона и поверхностью докембрийского кристаллического фундамента. Таким образом, все чаще наблюдающееся в последние годы несовпадение опорного отражающего горизонта VI₁ в подсолевом девоне, по данным МОГТ, с границей по КМПВ обусловлено не техническими или методическими погрешностями, а, по аналогии с другими вышеуказанными регионами, отражает существование промежуточного по своим сейсмоакустическим параметрам комплекса между докембрийским кристаллическим фундаментом и вулканогенно-осадочными средне- и верхнедевонскими и каменноугольными отложениями осадочного чехла. Гипсометрический интервал между вышеуказанными поверхностями, картируемыми МОГТ и КМПВ, на территории, расположенной между Кировоградско-Холмским и Криворожско-Камаричским ПГР (рис. 1) Сребненской депрессии ДДВ достигает 4—6 км.



До недавнего времени о формационных особенностях палеозойских образований центральных и юго-восточных частей ДДА, недостаточно изученных глубоким бурением, судили в основном по разрезам их периферических зон и локальных поднятий. Результаты глубокого бурения в центральной и юго-восточной частях ДДВ (Яблунька, Комышня, Бакумовка, Солоха, Бельск, Котельва, Руденки, Шандровка и др.) и Донбасса (Щетово, Буденовка, Бобрик и др.) в сочетании с данными интерпретации серии региональных поперечных профилей ОГТ изменили существующие представления о строении палеозойских отложений ДДА. Выяснилось, что площади и конфигурации областей распространения разновозрастных палеозойских рифтовых отложений, оконтуренных резко повышенными градиентами мощностей, существенно менялись. Верхнедевонские отложения — мощные (до 2—3 км) соленосные, вулканогенные, терригенные и доманикоидные флишоидные толщи — выполняют узкие трогообразные прогибы в пределах краевых зон ДДА [6, 9]. Такой же девонский рифтогенный прогиб выделяется, по сейсмическим данным МОГТ, на юго-востоке ДДА в его приосевой зоне [9]. Максимальные градиенты мощностей вышележащих позднефаменских и каменноугольных отложений помимо краевых нарушений приурочены к склонам погребенных поднятий, отделяющих краевые девонские прогибы от приосевого (рис. 2, профили 3—5). Резкое увеличение мощностей в этих зонах сопровождается замещением шельфовых карбонатных и паралических полифациальных угленосных отложений более мощными темноцветными существенно глинистыми толщами [10]. При этом выделяются сложно построенные «переходные» зоны формационного замещения (рис. 2, профили 3—6), в которых широко распространены рифогенно-карбонатные массивы, крупные подводно-оползневые тела, подводные конусы выноса [6, 10]. На временных разрезах ОГТ «переходные» зоны распознаются по насыщенности блоками, линзами и клиноформами. Важнейшей сейсмостратиграфической особенностью разрезов наиболее погруженных частей ДДА является широкое развитие пограничных стратонтов («переходных слоев») на рубежах перми и карбона, верхнего и среднего, среднего и нижнего карбона, серпухова и визе, верхнего, среднего и нижнего визе, визе и турне и между другими подразделениями нижнего карбона и девона [6]. Особенно выделяется уникальный по мощности (до 1,5—2 км и более) и стратиграфической полноте пограничный интервал между девонем и карбоном, вскрытый на Руденковской, Горобцовской, Бельской и других площадях [11]. Это сложно построенный пограничный интервал, включающий несколько самостоятельных стратиграфических подразделений, но по характеру тектоноформационной зональности и распределению мощностей тяготеющий к карбону. Общая мощность каменноугольных и его пограничных с девонем отложений в приосевой зоне юго-востока ДДА достигает 10—15 км.

Учет всех формационных особенностей палеозойских образований позволил на основании имеющихся сейсмических материалов оценить мощность предполагаемого додевонского рифтогенного комплекса на юго-востоке ДДВ в 4—6 км, а на территории Донбасса и его восточного продолжения — в 8—10 км (рис. 2, профили 3—6). Глубины залегания его кровли варьируют от 6—8 до 14—16 км. Сейсмогеологические признаки присутствия ПСК отмечены на ряде поперечных региональных профилей ОГТ, что позволило закартировать систему предпола-

Рис. 2. Додевонский промежуточный сейсмокомплекс Днепровско-Донецкого авлакогена на сейсмогеологических разрезах по региональным поперечным профилям МОГТ и его предполагаемый формационный состав

1 — краевые нарушения; 2 — прочие нарушения; 3 — кровля ПСК; 4 — основные сейсмостратиграфические границы; 5 — поверхность кристаллического фундамента по данным бурения; 6 — предполагаемая граница ПСК и фундамента; 7 — соляные диапиры; 8 — зоны повышенных градиентов мощностей и межформационных переходов в каменноугольных отложениях; 9 — предполагаемые рифейские отложения; 10 — предполагаемые вендские и венд-нижнепалеозойские отложения; 11 — базальты; 12 — метаосадочные отложения терригенного состава; 13 — флишоидные вулканогенно-метаосадочные отложения; 14 — флишоидные кремнисто-черносланцевые (доманикоидные) отложения; 15 — девонские отложения; 16 — интервал с пониженными пластовыми скоростями (положение профилей — см. рис. 1)

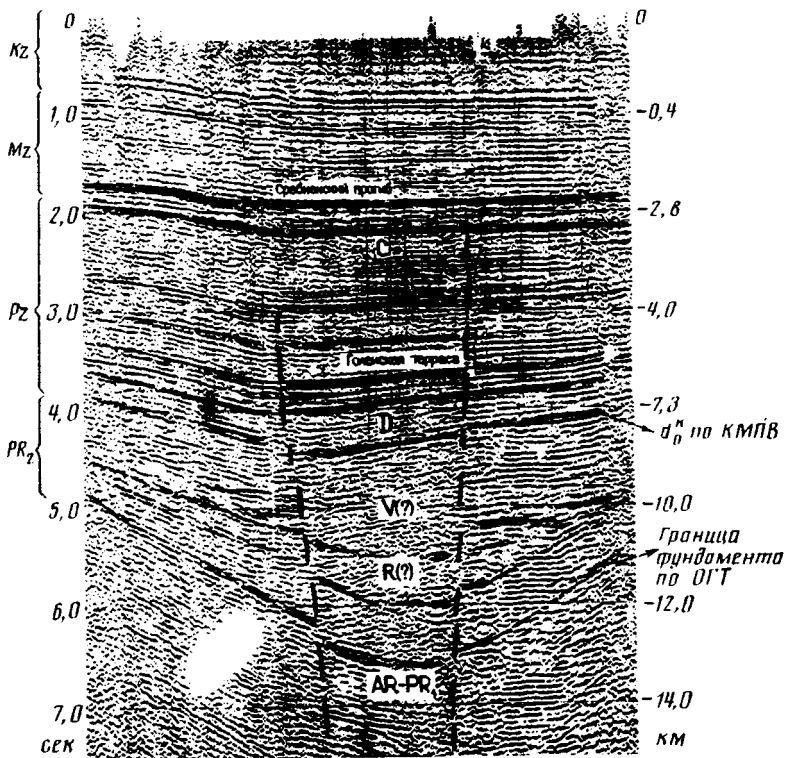


Рис. 3. Сейсмостратиграфические (сейсмоформационные) особенности промежуточного комплекса на фрагменте временного разреза Сребенской депрессии ДДВ по поперечному профилю МОГТ 68м (Голенская терраса — раннекаменноугольная структура над рифейским грабеном)

гаемых позднепротерозойских рифтогенных прогибов на территории ДДА (рис. 1). При этом особый интерес представляют данные, полученные нами ранее [5] для района к западу от Криворожско-Комаричской глубинной разломной зоны, которая ограничивала распространение «рифейского грабена в грабене», выделенного В. Б. Соллогубом и др. [13]. В частности, в пределах Сребенской депрессии по данным сейсморазведки МОГТ были установлены (сеймопартия 3/81 КГРЭ ПО «Укргеофизика», В. И. Бельский и др.) интенсивные отражения ниже поверхности фундамента по КМПВ (рис. 3), уже внутри «переходного» комплекса. Анализ кинематических и динамических параметров этих волн дает основания отнести их к однократным продольным отраженным волнам.

Результаты картирования ПСК по материалам сейсморазведки МОГТ показывают существенно иное, по сравнению с выделенным, по данным ГСЗ, рифейским (?) «грабеном в грабене», положение додевонских рифтогенных прогибов (ДРП). Их система протягивается практически вдоль всего ДДА в виде полосы, расчлененной на отдельные смещенные в плане сегменты поперечными глубинными разломами (ПГР) субмеридионального простирания (рис. 1). В пределах Донецкого сегмента основной ДРП приурочен к приосевой зоне Донецкого прогиба (рис. 2, профили 4—5). Его ширина составляет 60—75 км при ширине Донецкого прогиба 100—165 км, а максимальные мощности выполняющего его ПСК варьируют от 6—8 км в зоне сочленения Донбасса с ДДВ (зона Бердянско-Купянского ПГР) до 9—10 км на его восточном продолжении, смещенном на юг к Ростовскому своду. Здесь, в непосредственной близости от ДРП, вскрыты бурением метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения (см. ниже). Появление дополнительных, осложняющих грабенов более характерно для ДРП в пределах ДДВ (рис. 1, 2).

Ширина приосевого ДРП юго-восточного сегмента ДДВ, ограниченного Бердянско-Купянским и Криворожско-Комаричским ПГР, составляет 70—80 км, уменьшаясь к западному тектоническому ограничению до 50 км при стабильных максимальных мощностях ПСК в пределах 5—6 км. Глубины залегания кровли ПСК основного приосевого ДРП варьирует от 8 до 16 км. Наряду с ним в северо-западном углу сегмента отмечены признаки появления самостоятельного додевонского грабена, отделенного от основного грабена выступом (горстом) кристаллического фундамента. Этот дополнительный грабен ограничен Криворожско-Комаричским и северным краевым разломами (рис. 1). Мощность выполняющего его ПСК не превышает 3—4 км. Признаки существования самостоятельного грабена (точнее — его сохранившегося фрагмента) отмечены и на юго-западе сегмента в зоне южного краевого нарушения (Зачепиловский грабен — см. рис. 1).

В пределах сегмента системы ДРП, ограниченного Криворожско-Комаричским и Кировоградско-Холмским ПГР (центральная часть ДДВ), прослеживаются приосевой (ширина 15—35 км, мощности ПСК до 6 км) и северный прибортовой (ширина 15—20 км, мощности ПСК до 2—2,5 км) ДРП. Кроме того, фрагменты ДРП установлены также в зоне южного краевого разлома (как в пределах палеозойского грабена, так и вне его). Их наличие помимо сейсмических данных подтверждается присутствием метаморфизованных осадочных пород (метапесчаников, филлитов) между подошвой верхнего визе и поверхностью кристаллического фундамента на Александровской, Крячковской, Лосиновской площадях.

Вблизи Кировоградско-Холмского ПГР наблюдается резкое сокращение мощностей ПСК в приосевом и краевых додевонских прогибах (профиль Покровка—Бахмач). На крайнем северо-западе ДДВ, в пределах Брагинско-Черниговского выступа и Припятской впадины (исключая ее северо-западную часть) на докембрийских кристаллических породах залегают разновозрастные девонские и каменноугольные отложения.

Таким образом, Днепровско-Донецкая система ДРП («грабенов в грабене») представлена основным приосевым и краевыми рифтогенными прогибами. Приосевой ДРП, несмотря на смещение сегментов системы в плане, прослежен на почти всем протяжении ДДА. Северный ДРП отмечен лишь в северной прибортовой зоне ДДВ. Что касается южного ДРП, то он представлен отдельными фрагментами (включая Овручскую грабен-синклиналь), которые занимают различное положение по отношению к южной зоне краевых нарушений (рис. 1).

ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОДЕВОНСКОГО РИФТОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что Днепровско-Донецкая система ДРП по своим параметрам подобна позднепротерозойским грабенам других авлакогенов ВЕП. И для тех, и для других характерно расчленение на отдельные смещенные в плане сегменты. Сходны они и по величинам максимальных мощностей ПСК, которые в пределах ДДВ не превышают 6 км, и только в Донбассе и на его восточном продолжении возрастают до 8—10 км. Главное же отличие состоит в больших (8—16 км) глубинах погружения додевонских «грабенов в грабене» ДДА, вследствие чего они не охарактеризованы данными бурения. Лишь на отдельных участках, преимущественно в краевых ДРП, предполагаемые додевонские отложения залегают на глубинах менее 7 км. Поэтому о формационном составе и литологических особенностях отложений, выполняющих ДРП, можно судить: 1) по изученным разрезам отдельных грабеновых (грабен-синклинальных) геоструктур — остаточных фрагментов южного краевого ДРП; 2) на основании изучения вещественного состава переотложенных обломков различных пород в девонских и нижнекаменноугольных отложениях; 3) по данным петрографического изучения и возрастных датировок додевонских магматических пород; 4) на основе увязки сейсмогеологических, литологических и

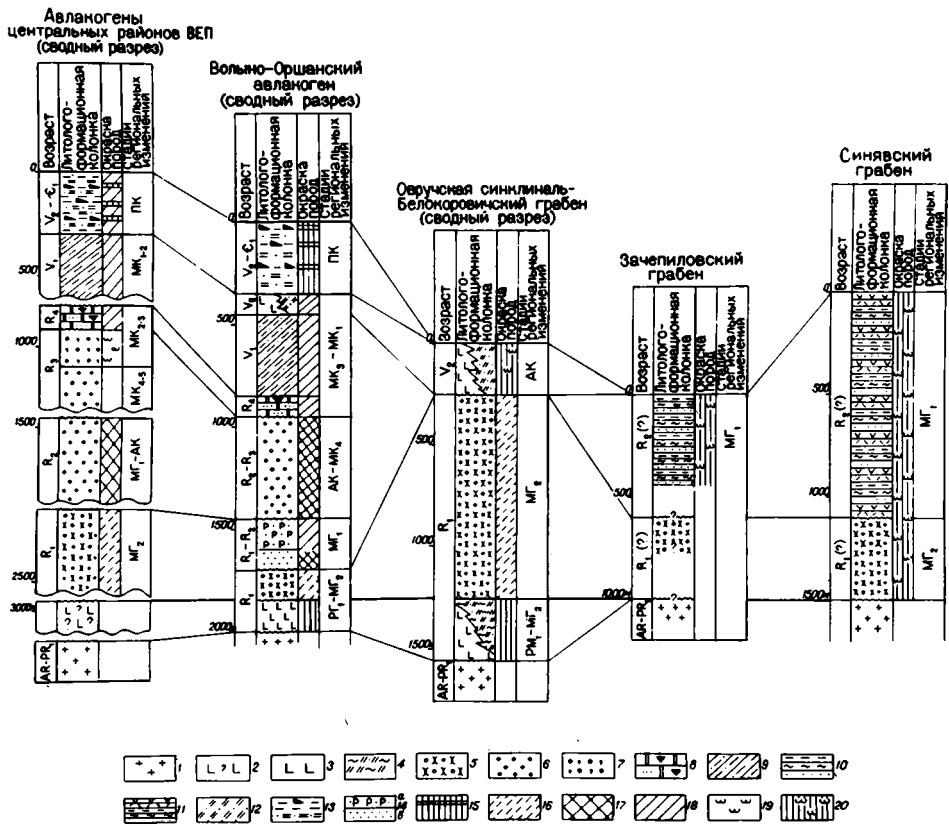


Рис. 4. Сопоставление разрезов позднего протерозоя авлагогенов центральных районов ВЕП и палеопрогибов южной краевой зоны ДДА

1 — породы архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента; 2 — предполагаемые вулканы основного состава; 3 — базальты, диабазы, порфириты; 4 — метасадочно-вулканогенные отложения; 5 — кварцито-песчаники с прослоями пиррофиллитовых сланцев; 6 — кварцевые песчаники; 7 — глауконит-кварцевые песчаники; 8 — песчано-доломитовые породы со строматолитами, сингенетичными брекчиями, окремненные; 9 — тиллиты, песчаные и глинистые тиллиты; 10 — чередование метапесчаников с филлитами, кварц-серпичитовыми и другими сланцами; 11 — переслаивание метапесчаников, филлитов, доломитов, туфов, эффузивов (метаморфизованные флишеидные вулканогенно-осадочные отложения); 12 — туфогенно-осадочные отложения; 13 — туфоосадочные отложения с прослоями доманикоидов; 14 — полимиктовые фосфатно-песчаные породы (а) и граувакковые песчаники (б). 15—20 — окраска пород: 15 — серая, 16 — розовая, 17 — красная, 18 — пестрая, 19 — зеленая; 20 — зеленовато-серая (наложенные на обозначение цвета горизонтальные линии — более темные прослои)

петрографических данных с изученными разрезами других авлагогенов ВЕП с последующей реконструкцией гипотетического формационного ряда Днепровско-Донецкой системы ДРП.

1. Разрезы грабеновых впадин. Судя по геологическому строению, додевонские грабены представляют собой фрагменты единого рифтогенного палеопргиба, вдоль которого сформировалась впоследствии зона южного краевого нарушения ДДА. Разрезы этих грабенов являются единственным прямым источником информации о стратиграфии и формациях ПСК. Приуроченность их к единой Днепровско-Донецкой системе ДРП позволяет предположить, что в этих сильно редуцированных разрезах содержится часть стратиграфических и формационных элементов, более полно представленных в приосевом и северном краевом палеопргибах. Наиболее полно изучен сводный разрез Овручской грабен-синклинали

(с субмеридиональным «аппендиксом» — Белокоровичским грабеном), представленный метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями овручской серии, литологическая и стратиграфическая характеристики которой даны в работах Н. А. Беспалько, И. П. Букович, А. С. Данника, И. С. Паранько, В. А. Рябенко, А. М. Снежко, В. В. Фуртеса, П. Л. Шульги, Г. М. Яценко и др. Она с резко выраженным несогласием залегает на разновозрастных архейских и нижнепротерозойских⁵ (среднепротерозойских) метаморфических и магматических породах, и в свою очередь частично (породы збраньковской и толкачевской свит) прорывается рапакивиподобными гранит-порфирами коростеньского комплекса (абсолютный возраст 1100—1250 млн. лет) с ксенолитами более древних кварцитов, серицит-кварцевых сланцев, основных и средних эффузивов пугачевско-сушанской серии. Овручская серия в соответствии с наиболее обоснованной схемой литостратиграфического расчленения [15] включает (снизу вверх): збраньковскую, толкачевскую и озерайскую свиты, разделенные поверхностями несогласия и резко отличающиеся друг от друга по формационным особенностям (рис. 4).

Збраньковская свита на основной (Овручской) части впадины представлена диабазами и порфиритами с подчиненными прослоями вулканомиктовых туфообломочных пород, роль которых резко возрастает в пределах Белокоровичского грабена. Ее следует, таким образом, рассматривать как базальную порфирит-базальтовую формацию с вулканогенно-туфообломочной градацией (в понимании И. В. Хворовой) на территории последнего. Степень региональных эпигенетических изменений, судя по наличию вторичных минералов (хлорита, мусковита, альбита, эпидота), находится на стадии начального регионального метаморфизма (граница позднего метагенеза и метаморфизма). Толкачевская свита сложена розовыми кварцито-песчаниками с прослоями пиррофиллитовых сланцев. Степень ее региональных изменений, судя, с одной стороны, по сохранению первичных текстур, а с другой — по переходу первоначально каолинового глинистого вещества в пиррофиллит и широкому развитию мозаичных, конформно-регенерационных и бластических структур, соответствует позднему (глубинному) метагенезу (рис. 4). Наконец, озерайская свита, которая выделена в разрезах Белокоровичского грабена, а на остальной части впадины отсутствует, сложена ритмично чередующимися сероцветными туфоалевропесчаными породами и туфами с прослоями диабазов и порфиритов, представляя собой сероцветную вулканогенно-обломочную формацию. Степень изменения ее пород гораздо ниже по сравнению с подстилающей формацией розовых кварцито-песчаников и соответствует переходу от позднего катагенеза к раннему метагенезу (хлорит-гидрослюдистый состав глинистого вещества, присутствие каолинита и диккита, резко ослабление структурных преобразований песчаников по сравнению с овручскими кварцито-песчаниками).

Возраст овручской серии относится к остродискуссионным проблемам докембрия Украинского щита. Согласно традиционным представлениям, все ее свиты (формации) относятся к позднему протерозою, что подтверждается находками рифейских (збраньковская свита) и вендских (озерайская свита) акритарх (Е. А. Асеева, В. В. Фуртес) и данными по абсолютному (К—Аг-метод) возрасту порфиритов и гранит-порфиров (преимущественно в интервале 1000—1300 млн. лет). Возраст сланцев збраньковской свиты по Rb—Sr-методу составляет, по данным И. М. Горохова, 1370 млн. лет, что соответствует среднему рифею (юрматинию). Однако в последней двучленной схеме геохронологической шкалы докембрия ВЕП для «обломочно-порфировой овручской серии северо-западной части Украинского щита» без каких-либо подробных обоснований указан абсолютный возраст 1745 ± 20 млн. лет, на основании чего она отнесена к нижнему протерозою [3, с. 16]. В то же время на протяжении последних 10 лет усиленно дебатировается вопрос о палеозойском возрасте овручской серии в связи с находками поздне-

⁵ По новейшей (1989 г) геохронологической шкале с двучленным делением докембрия [3].

девонских и раннекаменноугольных спор (работы В. В. Фуртеса, П. Л. Шульги и др.). По мнению авторов, обе крайние точки зрения как о дорифейском, так и, тем более, о палеозойском возрасте овручской серии противоречат всему комплексу имеющихся данных (условия залегания и формационно-стратиграфические соотношения, результаты сопоставления формационных рядов позднего протерозоя ВЕП, совокупность имеющихся изотопных датировок магматических, метасоматических и метаосадочных пород Украинского щита, наличие рифейских и вендских акритарх, интенсивность региональных изменений). Обилие здесь палеозойских спор высших растений, как показал В. К. Тетерюк, объясняется их проникновением с водой в сильнотрещиноватые и вторичнопористые породы овручской серии. Помимо закономерностей локализации об их явно аллохтонном характере свидетельствует несоответствие степени катагенеза спор (окраска экзины от желтой до светло-коричневой, что соответствует углям марок Д-Ж, т. е. стадиям прото- и мезокатагенеза) и вышеохарактеризованной интенсивности региональных преобразований, тогда как окраска акритарх (от темно-коричневой до черной) ей соответствует.

Совокупность имеющихся данных лучше всего согласуется с традиционными представлениями о позднепротерозойском возрасте овручской серии в диапазоне от нижнего — среднего рифея (збраньковская и толкачевская свиты) до венца (озерянская свита).

Существенно иной разрез метаморфизованных осадочных отложений стал известен в последние годы по данным бурения в зоне сочленения Донецкого складчатого сооружения и Ростовского свода. Здесь между Ростовом и Таганрогом свыше 20 структурно-картировочных скважин глубиной 600—1000 м вскрыли под горизонтально залегающими мезо-кайнозойскими отложениями дислоцированную и эродированную древнюю вулканогенно-осадочную толщу, которая выделена в качестве синявской серии [8]. Она залегает на эродированной поверхности интенсивно дислоцированных (углы падения до 80—90°) архейско-нижнепротерозойских гнейсов, смята в пологие (углы до 50°) складки и погружается в северном направлении (Новочеркасская моноклираль) под Донецкий карбон. Благодаря дислоцированности неглубокие (до 1 км) скважины осветили довольно значительную часть сводного разреза синявской серии (рис. 4). Она представлена флишоидным ритмичным чередованием серых метапесчаников, филлитов, глинистых доломитов с прослоями туфов и лав основного и среднего состава. В верхней части разреза отмечены [8] многочисленные обломки липаритов и риолитов, которых нет в пределах Ростовского свода и других смежных районов Приазовского массива. Возраст синявской серии пока дискусионен. Как и для овручской серии, наряду с наиболее обоснованными представлениями о ее принадлежности к верхнему протерозою, высказывались и крайние точки зрения — о нижнепротерозойском и карбоновом ее возрасте. Им противоречат данные о литологическом составе (большое сходство с рифейскими отложениями авлакогенов востока и юго-востока ВЕП), условиях залегания и характере региональных изменений. Степень последних выше, чем у каменноугольных отложений с наиболее метаморфизованными антрацитовыми углями. Судя по ряду индикаторов (массовое развитие магнезиально-железистых хлоритов и мусковита в обломочных и вулканогенно-осадочных породах, шиповидные межзерновые контакты и «бородатые» зерна в метапесчаниках, графитизация рассеянного органического вещества при различной степени метаморфизации глинистых и туфопелитовых пород (до филлитов и серипит-хлоритовых сланцев) она соответствует позднему и раннему метагенезу (рис. 4).

Данные о геологическом строении зоны сочленения Ростовского свода и Донбасса, соотношение синявской серии с кристаллическим фундаментом и дождеким палеозоем свидетельствуют о том, что эта серия соответствует какому-то промежуточному интервалу донецкого ПСК. Данные по стратиграфии и палеогеографии позднего протерозоя ВЕП [12] позволяют предположить, что она отвечает наиболее трансгрессивным частям среднего или верхнего рифея. Следует,

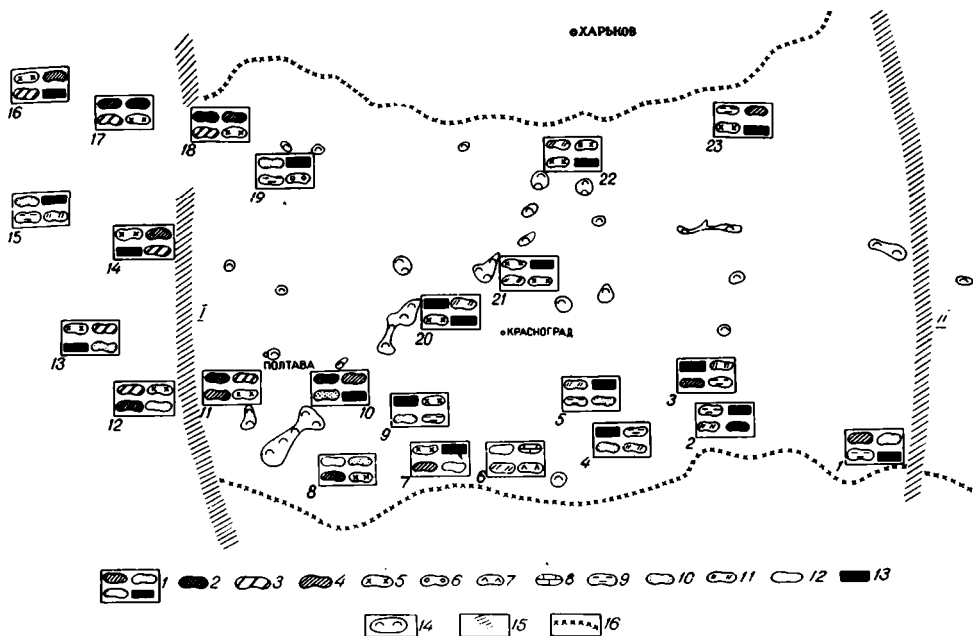


Рис. 5. Состав грубообломочных включений в верхнедевизейских и нижнекаменноугольных отложениях, а также соляных штоках юго-восточной и центральной частей ДДВ

1 — преобладающий состав обломков пород на данной площади (цифра — номер площади в приведенном ниже списке); 2 — яшмы и красные роговики; 3 — железистые кварциты; 4 — фтаниты; 5 — кремни, кислые эффузивы; 6 — кварцито-песчаники; 7 — метабазалты (порфириты, диабазы); 8 — перекристаллизованные доломиты и известняки; 9 — филлиты, аспидные сланцы; 10 — метапесчаники; 11 — кварцево-серицитовые, серицит-хлоритовые, пиррофиллитовые сланцы; 12 — жильный кварц; 13 — углеродистые сланцы (с аномально повышенными концентрациями ванадия, кобальта, хрома и других элементов); 14 — соляные штоки; 15 — ПГР (I — Бердянско-Купянский, II — Криворожско-Комаричский). Площади: 1 — Затышнянская, 2 — Луценковская, 3 — Орельско-Шандровская, 4 — Голубовско-Ильчическая, 5 — Перещепинская, 6 — Пролетарская, 7 — Кременовская, 8 — Солонцовская, 9 — Руденковская, 10 — Суходоловская, 11 — Горобцовская, 12 — Подгорнянская, 13 — Шкурупиивская, 14 — Опошнянская, 15 — Бельская, 16 — Краснозаярская, 17 — Рыбальская, 18 — Бугреватовская, 19 — Березовская, 20 — Чутовская, Распашновская, 21 — Староверовская, 22 — Рябухинская, 23 — Старопокровская

однако, отметить существенные формационные отличия синявской серии (флишоидность, повышенная роль основного и среднего вулканогенного материала, явные признаки большей глубоководности) от рифея авлакогенов ВЕП, что согласуется со значительными (8—10 км) мощностями ПСК на территории Донецкого сегмента ДДА.

Выход какой-то части ПСК на меньшие глубины в зоне сочленения ДДА и Украинского щита отмечен также на Зачепиловской площади ДДВ (рис. 1, 4). Здесь промежуточные (между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом) по своим петрофизическим свойствам и степени региональных изменений отложения вскрыты как в приразломной части склона Украинского щита (скв. 13), так и в пределах палеозойского грабена (скв. 412). В скв. 13 они залегают под верхнедевизейскими отложениями на глубине 1852 м (вскрытая мощность 140 м), а в скв. 412 — под пестроцветной туфомергельной пачкой алатырского горизонта франского яруса на глубине 4253 м (вскрытая мощность 670 м). В обоих разрезах это флишоидная сероцветная толща, представленная монотонно переслаивающимися серыми полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми метапесчаниками с кварц-серицитовым цементом и филлитов — хлорит-серицитовых сланцев с кливажем и повышенной трещиноватостью. Степень региональных изме-



Рис. 6. Включения обломков углеродистых сланцев (черное) в позднефаменско-раннетурнейских песчаниках (серое, светлое). Руденки, скв. 18, 4815 м.

руденковские и другие слои), турне и вize, нижним и средним вize, средним и верхним вize [6]. Эти обломки представлены метапесчаниками и кварцито-песчаниками, филлитами и пиррофиллитовыми и кварцево-хлорит-серецитовыми сланцами, метабазальтами, палеотипными базальтами и порфиритами, фтани-тами, черными углеродистыми сланцами и т. п. Часть этих пород характерна для вышеописанных разрезов овручской и синявской серий. Что же касается фтани-тов и черных углеродистых сланцев, то они в этих сильно редуцированных разрезах отсутствуют. Особенно широко распространены среди псефитовых включений наряду с жильным кварцем, вулканическими, метаосадочными и осадочными породами и силицитами обломки черных углеродистых сланцев (рис. 6), которые отличаются геохимическим сходством (аномально повышенные концентрации ванадия, кобальта, хрома, фосфора и некоторых других элементов) с «пятиэлементной» углеродисто-сланцевой формацией, характерной для позднепротерозойских и раннепалеозойских рифтогенных и геосинклинальных комплексов различных регионов. Глыбовые включения этих пород наряду с диабазами, палеобазальтами и порфиритами установлены и внутри соляных штоков, что особенно характерно для крупных соляных диапиров юго-востока ДДВ (Машевский, Чутовский, Алексеевский и др).

Особенности распространения этих крупнообломочных включений как в девонских и нижнекаменноугольных отложениях, так и в соляных штоках (кепроках), помимо информации о формационном составе ПСК позволяют сделать выводы о наличии погребенных инверсионно-тектонических зон, связанных с ДРП (рис. 5). Они согласуются со структурно-формационными соотношениями нижнего карбона — девона, ПСК и фундамента (рис. 2, профили 3—6).

К косвенным показателям присутствия в глубоководных частях ДДА позднепротерозойских отложений относятся также данные палинологического

⁶ По названию реки Берестовая, у которой расположено с. Зачепиловка. Наименование «заче-пиловская свита» уже было использовано около 30 лет назад при неудачном выделении местного стратиграфического подразделения на рубеже девона и карбона.

нений этих отложений, которые целесо-образно выделить в качестве берестов-ской серии⁶, как и для синявской серии, соответствует метагенезу (массовое раз-витие хлорита и мусковита в песчаных и значительной части пелитоморфных пород, микростилолитовые и бластиче-ские структуры в метапесчаниках, раз-витие кливажа и т. п.).

2. Состав включений. Важным и не-зависимым источником информации о додевонских рифтогенных формациях ДДА являются псефитовые включения в верхнедевонских и нижнекаменноуголь-ных отложениях ДДВ, изученных по кер-ну глубоких скважин на ряде площадей (рис. 5). Они связаны с фациями дез-интеграционных потоков, турбидитов и подводных оползней, причем особенно характерны для соответствующих момен-там существенной палеотектонической перестройки переходных (пограничных) стратонов между нижним и верхним фра-ном (алатырские и воронежские слои), нижним и верхним фаменом (петриков-ские слои), фаменом и турне (бельские,

изучения нефтей и конденсатов различных месторождений ДДВ, в которых Г. П. Шкретбой отмечены акритархи и другие микрофоссилии древнего облика.

3. Додевонский магматизм. Важным подтверждением додевонского рифтогенеза на территории ДДА являются признаки позднепротерозойско-раннепалеозойского магматизма. Как известно, возрастной диапазон магматизма ДДА, установленный преимущественно калий-аргоновыми датировками, очень широк. Для некоторых соляных штоков ДДВ (Роменский, Исачковский, Логовиковский, Машевский и др.) в кепроке и соли наряду с девонскими Л. Г. Бернадской, И. С. Усенко и др. установлены включения более древних диабазов, габбро-диабазов и других гипабиссальных и эффузивных пород со значением абсолютного возраста 600—490 млн. лет, что соответствует венду — кембрию. Их аллохтонный характер и признаки интенсивных изменений позволяют предположить, что полученные значения возраста существенно омоложены вследствие потери радиогенного аргона. Эти породы отличаются от додевонских диабазов, занимая обособленные от последних поля на различных диаграммах, но близки к породам гипабиссально-интрузивной фации позднепротерозойского траппового магматизма авлакогенов ВЕП. Недавно были получены прямые доказательства проявления позднепротерозойского магматизма в ДДА. Пробуренная на севере Сребненской депрессии ДДВ Салогубовская параметрическая скважина 388 на глубине 5043 м под верхнефранскими соленосно-вулканогенными отложениями вскрыла магматическое тело, по которому прошла 557 м до глубины 5600 м, не вскрыв его подошвы. Данные петрографических исследований свидетельствуют о том, что это тело сложено гипабиссально-интрузивными диабазами, которые по петрохимическим и геохимическим особенностям резко отличаются от девонских базальтов и диабазов (присутствующих и в разрезе данной скважины). Нами отмечено их соответствие верхнерифейско-вендской базальт-долеритовой (трапповой) формации авлакогенов ВЕП, и в частности титанистой слабодифференцированной габбро-долеритовой формации, залегающей среди осадочных пород полесской серии верхнего рифея Волыно-Оршанской впадины [4]. Степень вторичных изменений вскрытых скважиной диабазов намного ниже по сравнению с включениями додевонских диабазов (долеритов) в Роменском, Логовиковском, Исачковском соленосных штоках. Внутри тела степень постмагматических изменений (хлоритизация, альбитизация и др.) усиливается к прикровельной части тела (5043—5048 м по скважине). Абсолютный возраст пород, измененных постмагматическими углекислыми флюидами, составляет 600 ± 35 млн. лет⁷, что соответствует позднему венду. Возраст малоизмененных диабазов в средней и нижней части вскрытого интервала (780—45 млн. лет) соответствует позднему рифею. Таким образом, результаты бурения Салогубовской скважины, расположенной на сейсмопрофиле ОГТ в северной части Сребненской впадины с явными признаками ПСК, можно рассматривать и как подтверждение присутствия верхнего протерозоя в коренном залегании в пределах палеозойского грабена ДДА и как одно из прямых доказательств рифейско-вендской тектономагматической активизации авлакогена.

4. Формационный ряд Днепровско-Донецкой системы додевонских рифтогенных прогибов. При реконструкции гипотетического формационного ряда ДРП наряду с приведенными выше данными использованы опубликованные материалы литолого-стратиграфического изучения [12, 14] верхнего протерозоя других авлакогенов ВЕП (рис. 4). При этом следует учитывать вероятность существенных формационных различий ПСК юго-восточной части ДДА (Донецкий сегмент) от остальной части авлакогена. На территории Донбасса и его восточного продолжения мощность ПСК в пределах ДРП резко возрастает, что согласуется с появлением здесь иного типа коры. По данным В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова, М. А. Бородулина [13], на территории Донбасса «гранитный» слой отсутствует, так что ПСК, неоднородный по физическим свойствам (скорости 5,5—6,4 км/с),

⁷ Калий-аргоновая геохронологическая лаборатория ИГиН АН УССР, А. К. Бойко.

залегает непосредственно на «базальтовом» слое (6,8—7 км/с). Это позволяет предположить существенно иной, чем на остальной части ДДА и в других авлакогенах ВЕП, «геосинклинально-океанический» характер верхнепротерозойских образований, что в какой-то мере подтверждается и разрезом синявской серии, не имеющей формационных аналогов в авлакогенах центральных районов ВЕП. По-видимому, нижняя часть ПСК здесь сложена толеитовыми базальтами, а выше идет, судя по некоторым особенностям синявской серии, флишоидная вулканогенно-осадочная формация, представленная монотонным мелкоритмичным чередованием турбидных метапесчаников, сланцев, карбонатов с базальтами, порфиритами и их пирокластическими аналогами. Мощность основной по объему нижней и средней части донецкого ПСК, судя по приведенным в работе [8] скоростным колонкам по профилям ГСЗ, составляет 4—10 км. Между кровлей соответствующего им интервала и сейсмической границей, сопоставляемой с подошвой карбона, М. А. Бородулин и Е. В. Мовшович [8] выделяют интервал (до 5 км) с пониженными относительно покрывающих и подстилающих отложений скоростями (5,1—5,5 км/с). По их мнению, этот волновод соответствует «тонко-слоистым карбонатно-терригенным отложениям позднего венда—девона» [8, с. 13]. Признаки существования такого интервала (на некоторых профилях — с некоторой потерей корреляции) отмечены и в ДДВ. По нашему мнению, приведенные выше данные позволяют предположить, что слою с относительно пониженными сейсмическими скоростями соответствует вендская или вендско-раннепалеозойская кремнисто-черносланцевая формация, обломки пород которой (специфические по геохимическим особенностям углеродистые сланцы, фтаниты и др.) широко распространены в девонских и нижнекаменноугольных отложениях (рис. 6).

На территории ДДВ при общем сокращении мощностей предположительно верхнепротерозойского ПСК до 5—6 км сохраняется его сейсмоформационная неоднородность, по-разному выраженная на различных профилях. На некоторых из них отчетливо проявлено трехчленное строение ПСК (рис. 3), при этом его нижний горизонт с наиболее высокими для ПСК скоростями, по-видимому, характеризуется повышенным содержанием вулканитов, средний имеет существенно терригенный состав, а верхний, как и в Донбассе, отличается повышенной ролью черных сланцев (рис. 2, гипотетические сейсмоформационные колонки ПСК).

Закономерности распространения грубообломочных включений разнообразных древних осадочных и вулканогенных пород в средне- и верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях свидетельствуют о неоднократном проявлении инверсионных тектонических процессов в пределах Днепровско-Донецкой системы ДРП. О связанных с ДРП погребенных валах с осложняющими их брахиантиклинальными поднятиями свидетельствуют условия залегания девонских и турнейско-нижневизейских комплексов (рис. 2, профили 3—6; рис. 3), наличие глыб-отторженцев верхнепротерозойских пород в соляных диапирах, признаки тектономагматических структур, связанных с позднерифейско-вендскими гипабиссальными интрузиями (Салогубовская и другие площади). Независимым подтверждением многократности фаз инверсионных процессов в пределах ДРП является широкое распространение (в парагенезе с включениями диабазов позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста и других вышеохарактеризованных пород) обломков липаритов и риолитов, а также жильного кварца.

Погребенные ДРП находят свое отражение в разнообразных палеогеографических и структурно-тектонических трендах, характеризующих палеозойские и мезо-кайнозойские отложения [1, 6]. Данные изучения закономерностей катагенетических преобразований девонских и каменноугольных отложений на срезах от 3,5 до 5 км свидетельствуют о том, что погребенные ДРП проявляются в вышележащих отложениях также в виде зон повышенной углефикации и других палеогеотермических показателей [1, 6]. Они в той или иной мере выделяются в различных геофизических и геохимических полях.

Приведенные выше данные свидетельствуют о существовании Днепровско-Донецкой системы верхнепротерозойских (возможно, верхнепротерозойско-нижнепалеозойских) палеопрогибов, которые на основной территории ДДА залегают на глубинах свыше 8—10 км. Как и в других авлакогенах ВЕП, наблюдаются признаки смещения их в плане по системе ПГР — субмеридиональных поперечных к простиранию ДДА глубинных линейных структур. Это позволяет выделить на территории ДДА ряд сегментов ДРП, различных по строению (конфигурации в плане, глубинам залегания, сейсмоформационным особенностям ПСК). Донецкий сегмент отличается резко повышенными мощностями ПСК. В остальной части ДДА мощности ПСК (до 5—6 км) близки к мощностям верхнего протерозоя в других авлакогенах ВЕП. По формационным особенностям додевонские отложения ДДА, по-видимому, имеют переходный характер между гипотетическим «геосинклинально-океаническим» разрезом верхнего протерозоя — нижнего палеозоя Прикаспийской впадины (с ее южным и восточным обрамлением) и типичными внутриплатформенными рифтогенными разрезами других авлакогенов ВЕП (Вольно-Оршанского, Пачелмского, Московского и др.). Донбасс, с его колоссальными мощностями каменноугольных и резко сокращенным разрезам девонских отложений, залегающих непосредственно на «базальтовом» слое, тяготеет к первому, а остальная часть ДДА — ко второму типу разрезов додевонских отложений. Из-за существенного влияния погребенных ДРП на последующее осадконакопление, кон- и постседиментационную тектонику, палеогеотермический режим и вторичные преобразования в вышележащих отложениях, эти сегменты ДДА существенно отличаются по закономерностям нефтегазоносности [6]. Так, Донецкий бассейн является преимущественно газоносным при многообразии различных форм газонакопления (различные типы залежей, суфляры и т. п.) и интенсивном проявлении современной миграции газообразных углеводородов. Основная часть ДДВ отличается фазово-геохимическим многообразием углеводородных скоплений (от тяжелых нефтей до разнообразных газоконденсатных систем и т. п.) и максимальным среди провинций ВЕП стратиграфическим (докембрий — юра) и гипсометрическим (1—7 км) диапазоном нефтегазоносности. На крайнем северо-западе ДДВ, где ДРП отсутствуют, отмечены лишь скопления тяжелых битумов, а промышленная нефтегазоносность не установлена. Наконец, Припятская впадина, расположенная между позднепротерозойскими геоструктурами (Клинцовский грабен, Овручская грабен-синклиналь, Оршанская впадина), представляет собой самостоятельный промышленно-нефтеносный бассейн. Все это свидетельствует о необходимости учета выделенных ДРП при нефтегазогеологическом районировании ДДА и выявлении закономерностей угленосности, соленосности, рудоносности осадочного чехла.

Верхнепротерозойские образования, залегающие между кристаллическим фундаментом, в котором недавно открыты промышленные нефтегазоконденсатные залежи (Хухринское и Юльевское месторождения), и нефтегазоносным осадочным чехлом, образуют самостоятельный перспективный нефтегазоносный этаж. При этом следует учитывать, что, несмотря на метанез и начальный метаморфизм, этот этаж может содержать объемы интенсивно разуплотненных горных пород, появившиеся при позднейших многократных тектонических процессах растяжения и сжатия. Разумеется, практический интерес в отношении нефтегазоносности додевонские отложения представляют пока лишь на тех площадях, где глубина их залегания менее 7—8 км (отдельные участки краевых ДРП, их северо-западные центриклинали).

Учитывая принципиальную важность проблемы додевонского рифтогенеза ДДА, представляется очень важным вскрыть додевонские отложения бурением. В первую очередь следует пробурить независимые друг от друга Южно-Сребненскую (юг Сребненской депрессии — приосевой ДРП) и Котелевско-Березовскую (Колонтаевский выступ в северной прибортовой зоне, крупная зона неф-

тегазонакопления в нижнем карбоне — северный краевой ДРП) сверхглубокие скважины, которые при проектных глубинах соответственно 11 150 и 10 600 м полностью вскроют разрез ПСК и войдут в кристаллический фундамент.

Список литературы

1. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: ГКП ЦГЭ, 1981. 190 с.
2. Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. 158 с.
3. Бибикина Е. В., Лобач-Жученко С. Б., Семихатов М. А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8—22.
4. Гоньшакова В. И., Чернышов Н. М., Волкова В. М. Расчленение докембрийских трапповых формаций юго-запада Восточно-Европейской платформы // Сов. геология. 1989. № 9. С. 65—72.
5. Ермаков И. М., Лукин А. Е., Турчаненко Н. Т. Додевонский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. АН УССР. 1988. № 3. С. 10—13.
6. Лукин А. Е. Литогеохимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1989. 42 с.
7. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Наука, 1983. 279 с.
8. Мовшович Е. В., Зайцев А. В., Лихачев В. А. Докаменноугольная история развития Донецкого складчатого сооружения // Геол.-развед. работы в Ростовской обл. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1980. С. 9—18.
9. Лукин А. Е., Кривошеев В. Т., Ларченков А. Я., Резников А. И. Новые данные о геотектонике Днепровско-Донецкого авлакогена // Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 121—124.
10. Лукин А. Е., Резников А. И., Кривошеев В. Т., Ларченков А. Я. О строении карбона Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 1. С. 176—179.
11. Билык А. А., Лукин А. Е., Разницын В. А. и др. Пограничные отложения и граница девона—карбона в Днепровско-Донецкой впадине // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1986. С. 22—24.
12. Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1970. 222 с.
13. Соллогуб В. Б., Бородулин М. А., Чекунов А. В. Глубинные структуры Донбасса и сопредельных районов // Геол. журн. 1977. № 2. С. 23—31.
14. Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.
15. Яценко Г. М., Паранько И. С. Формации и стратиграфия Овручского и Белокоровичского прогибов // Геол. журн. 1984. № 1. С. 58—64.

Черниговское отделение УкрНИГРИ,
Чернигов, 250000

Поступила в редакцию
30.V.1990

УДК 551.2 (575)

© 1992 г. САВЧУК Ю. С.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ — ПОВЕРХНОСТНОЕ ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ФЛЮИДОДИНАМИКИ

На примере среднеазиатского ареала кольцевых структур рассмотрены закономерности их размещения в связи с флюидным режимом вдоль тектонической поверхности между позднегерцинской аккреционной призмой Южного Тянь-Шаня и пододвинутой окраиной Устюрт-Таримского микроконтинента. Субширотный ареал развития кольцевых структур фиксирует фронт продвижения флюидных масс, а их гирляндовидное расположение — траектории «потоков» флюидов. В местах возникновения сверхвысоких пластовых давлений образуются купольные кольцевые структуры, при оттоке флюидов — депрессионные. Флюиды — это гидротермы со сравнительно низкотемпературной «специализацией», образовавшие в зонах тектонических нарушений мезозойско-кайнозойского чехла серебряную, пиритовую, баритовую, целестиновую и редкометальную минерализацию, а также жидкие и газообразные углеводороды.

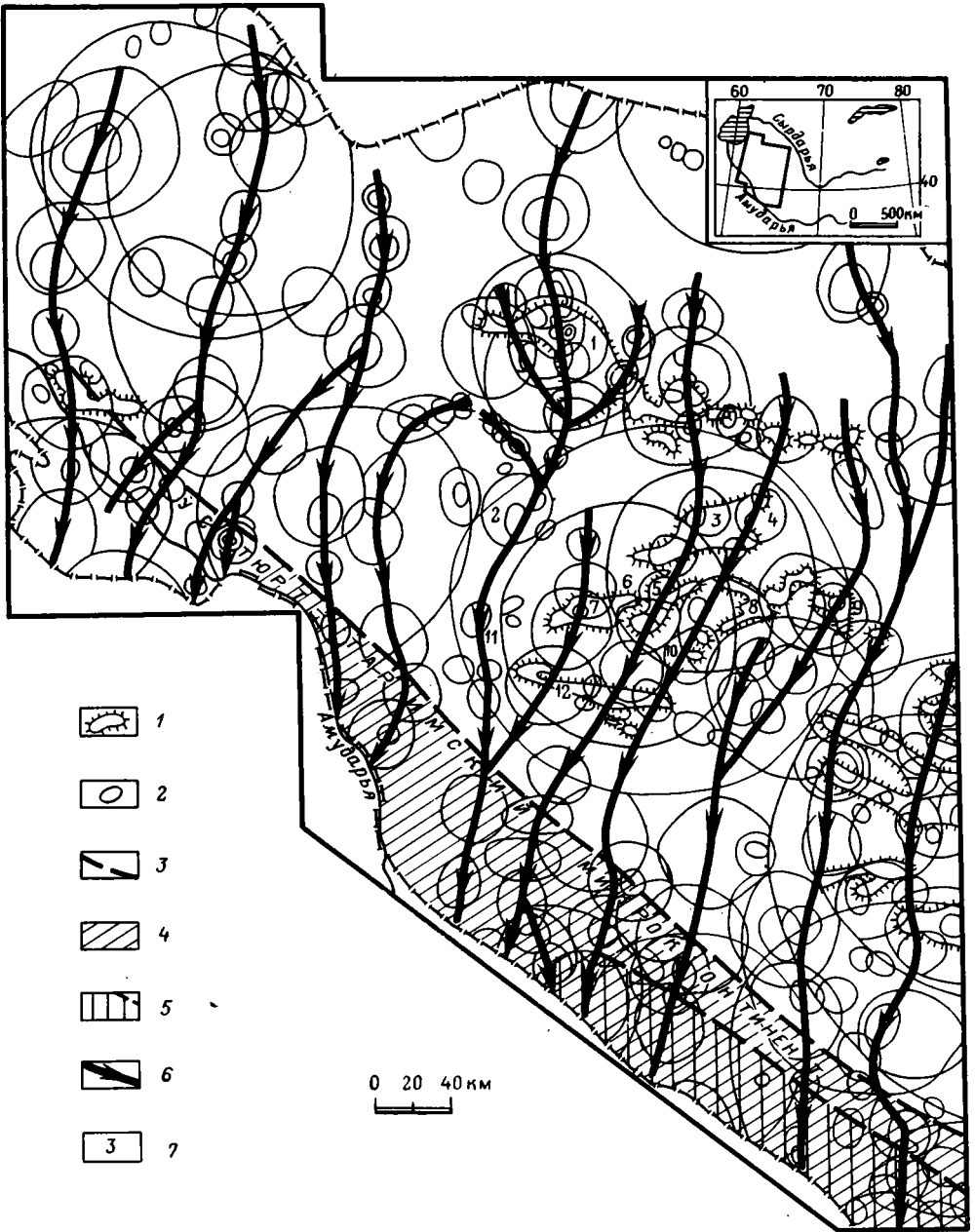
Savchuk Yu. S. Ring structures of Middle Asia — deep fluid dynamics as it reflected on the surface. *Geotectonics*, 1991, N. Taking the Central Asian areal of ring structures as an example the paper discusses their distribution in connection with fluid regime along the tectonic surface between the Hercynian accretionary prism in the Southern Tien Shan and the underthrust Ustyurt-Tarim microcontinent margin. The sublatitudinal areal of developing ring structures marks the front of fluid masses advance, and their garland-like arrangement outlines trajectories of fluid «flows». Ring structures are formed at the places of superhigh reservoir pressure whereas in fluid outflow conditions depressional structures are found to appear. The fluid phase is represented by hydrotherms with relatively lowtemperature «specialization» which have given rise to silver, pyrite, barite, celestine and rare metal mineralization in the tectonic disturbance zones of the Mesozoic-Cenozoic cover and have led to the formation of fluid and gaseous hydrocarbons.

При дешифрировании космоснимков С. С. Шульцем (мл.) [37] в пределах Западного Узбекистана были установлены сводовые поднятия концентрического строения диаметром от 20—30 до 130—150 км. В последующем изучением этих структур, названных кольцевыми, занимались О. М. Борисов, А. К. Глух [9] и др. В Министерстве геологии УзССР А. К. Глух, Ф. М. Баязитова, В. Н. Козлов, Л. С. Хейфец и др. составили каталог и карту кольцевых структур Узбекистана масштаба 1:500000.

Генезис кольцевых структур достоверно не установлен, но, как отмечают О. М. Борисов и А. К. Глух [9, с. 70], «анализ пока еще немногочисленных данных о генезисе кольцевых структур тектонического происхождения показал, что большинство исследователей склонны видеть причину их формирования в гравитационной неустойчивости отдельных частей земной коры и верхней мантии с последующей изостатической компенсацией». В этом смысле кольцевые структуры как поверхностное отражение элементов глубинного строения и глубинных процессов представляют интерес при создании объемной геолого-геофизической модели региона.

Прежде всего отметим ряд особенностей размещения кольцевых структур на территории и их внутреннего строения, установленных при анализе картографических материалов и не имевших объяснения в рамках существующих тектонических схем.

1. Ареал распространения кольцевых структур образует широкую (до 600 км) и протяженную (>2500 км) полосу близширотного простираения, охватывающую Срединный, Южный и юго-западный Тянь-Шань [9].



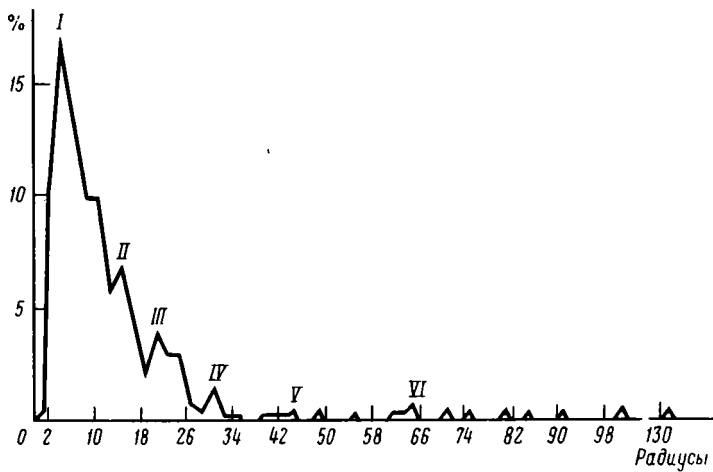


Рис. 2. Гистограмма частот встречаемости размеров радиусов (в км) кольцевых структур в Западном Узбекистане (данные сняты с «Карты линейментов и кольцевых структур», составленной Ф. М. Баязитовой, А. К. Глухом и др., 1985 г., 418 замеров)

2. Кольцевые структуры на площади распространены неравномерно. Выделяются, особенно четко в Приаралье, гирлянды кольцевых структур, расположенные ритмично, с расстоянием между их осями от 20—30 км в Кызылкумах до 75—100 км в Приаралье (рис. 1). С севера на юг гирлянды меняют ориентировку с меридиональной до северо-северо-восточной. В Кызылкумах фиксируется сближение соседних гирлянд до такой степени, что кольцевые структуры разных гирлянд иногда перекрывают одна другую.

3. В пределах гирлянд центры кольцевых структур расположены с шагом 25—50 км, причем на севере преобладают многоспектральные, а на юге — купольные кольцевые структуры. Иногда видна зональность размеров кольцевых структур — их диаметры в гирлянде увеличиваются или убывают.

4. На основании анализа частот встречаемости размеров радиусов кольцевых структур на территории Западного Узбекистана (рис. 2) выделено несколько групп кольцевых структур с различными параметрами (таблица).

Интересно, что отношение последующего радиуса (максимально проявленного) к предыдущему — постоянная величина, которая составляет 1,36—1,48 (кроме отношения радиусов I и II групп, равного 3).

5. Кольцевые структуры, по крайней мере I—IV групп, генетически едины, так как часто располагаются концентрически, причем структуры I и II групп чаще развиты в домезозойском фундаменте, а к югу от широты гор Кульджуқтау (на площади чехольных отложений, см. рис. 1, 12) почти нет структур I группы.

6. В [9] отмечаются следующие особенности кольцевых структур: наличие центральной симметрии (приближение к симметрии конуса), что отражает общность их происхождения, связанную с действием усилий, направленных от центра; их повсеместное распространение, вне зависимости от вмещающих их пород и структур, дискордантность к поверхностным структурам, отсутствие

Рис. 1. Схема размещения кольцевых структур в Западном Узбекистане (по данным Ф. М. Баязитовой, А. К. Глуха и др., 1985 г., с упрощениями и дополнениями) 1 — контур выходов домезозойского складчатого основания; 2 — кольцевые структуры; 3 — шовная зона поддвига архейско-протерозойских образований под домезозойские (граница Устюрт-Таримского микроконтинента); 4 — площадь распространения скоплений газообразных углеводородов; 5 — основные аномальные зоны соленакопления и их граница (по [15]); 6 — траектории потоков флюидных масс; 7 — цифры на схеме — горные массивы и географические пункты Кызылкумов: 1 — Букантау, 2 — Тулянташ, 3 — Тамдытау, 4 — Кыныр, 5 — Бельтау, 6 — Кайраклы, 7 — Ауминзатау, 8 — Аристантау, 9 — Сангрунтау, 10 — Караката, 11 — Лау-Лау, 12 — Кульджуқтау

Параметры кольцевых структур Западного Узбекистана

Номер группы	Радиус, км			
	от	до	максимум	среднее
I	1	15	5	8
II	9	19	15	14
III	19	29	21	24
IV	29	36	31	32,5
V	38	46	45	42
VI	60	66	65	63

сильно деформированных (стрессовых) форм; консервативность и длительность развития, «просвечивание» через деформированные и чехольные комплексы, полное или частичное обновление (унаследованность) более древних по возрасту кольцевых структур; преобладание вертикальных движений, отсутствие данных, касающихся вращательных движений блоков кольцевых структур. Амплитуды вертикальных перемещений подошвы альпийского чехла Букантауской купольной структуры 1800—1300 м, Тамдытауской — 1500, Кульджуктауской — 500 м [11]; наличие различных по размерам, количеству фазовых колец, а также возрасту кольцевых структур — их гетерохронность. О последнем свидетельствуют факты наложения (пересечения) одних кольцевых структур на другие.

7. По мнению С. С. Шульца (мл.), формирование кольцевых структур началось после позднего карбона, но до позднего мела и продолжается до настоящего времени, что доказывается различием мощностей и фаций разреза чехла внутри и вне кольца. В связи с этим современная конфигурация кольцевых структур может быть обусловлена в большей степени неоген-четвертичными процессами.

8. Сравнение карты кольцевых структур Западного Узбекистана со схематичными картами локальных аномалий силы тяжести и аномального магнитного поля [11] показывает их высокую корреляцию. Так, гирлянды кольцевых структур четко трассируются по центрам изометричных изоаномалий силы тяжести отрицательного поля и несколько хуже — по изометричным аномалиям отрицательного магнитного поля.

Ранее происхождение кольцевых структур среднеазиатского ареала рассматривалось с позиций геосинклинальной теории и вариации их параметров объяснились различиями глубин залегания возмущающих объектов, от коровых до астеносферных. Считалось, что существует зависимость диаметра кольцевых структур от глубины очагов, которая составляет 1,5—2 диаметра [11].

В концепции тектоники литосферных плит кольцевые структуры относятся к внутриплитным образованиям. Считается, что они обязаны своим происхождением магматической деятельности, и тогда интерпретируются как магматические комплексы центрального типа — корни древних вулканов и контролирующие их вулканотектонические депрессии, или фиксируют округло-изометричные контуры аллохтонов различного состава [17]. В то же время кроме структур, развитых в пределах древних платформ, отмечается большое количество этих образований и в складчатых областях различного возраста, возникших на бывших границах плит. Ярким примером такого района может быть среднеазиатский ареал кольцевых структур.

Нами на основании анализа закономерностей размещения кольцевых структур в Западном Узбекистане разработан вариант возможного происхождения кольцевых структур, возникших в пределах герцинской аккреционной призмы. Он объясняет неясные стороны ранее существовавших гипотез и позволяет уяснить некоторые новые элементы глубинного строения региона.

Южный Тянь-Шань представляет собой аккреционную призму, образовавшуюся при закрытии океанического пространства и поддвиге Устюрт-Таримского

микроконтинента под Срединный Тянь-Шань в позднегерцинское время [10, 25, 29, 38 и др.]. Эта аккреционная призма состоит из нескольких аллохтонных комплексов, находящихся в шарьяжных соотношениях, причем в последнюю очередь пододвигались и занимают нижнее структурное положение мощные карбонатные формации шельфа Устюрт-Таримского микроконтинента и его континентальная кора.

Погружение значительно обводненного осадочного чехла континентальной окраины на большие глубины сопровождается повышением температур и давлений, отжиманием вначале свободной воды, а в дальнейшем — дегидратацией водосодержащих компонентов пород. Выделяются большие объемы минерализованных гидротерм (флюидов), которые концентрируются в трещинах кливажа и мигрируют по ослабленным зонам вдоль пологих тектонических границ аллохтонных комплексов. Кливаж обуславливает анизотропию проницаемости, которая в его плоскости по направлению линейной ориентировки минералов и зерен в зависимости от состава пород в 2—20 раз выше, чем в перпендикулярном направлении [28]. Миграция флюидов определяется в основном разностями гравитационного, пластового давлений и температуры и ориентируется по направлению к поддвигающемуся континентальному массиву.

Основным механизмом при перемещении флюидной фазы на начальных этапах, когда происходит поддвиг, является фильтр-прессинг, который передачей стрессового давления заставляет ее мигрировать [28] по восстанию зоны поддвига. Такой механизм объясняет высокую гидротермальную активность на границах аллохтонных комплексов во время движения блоков коры [26]. В нашем случае движение их уже прекратилось и, следовательно, в качестве инициатора миграции флюидов необходимо привлекать иной механизм. Это может быть температурный градиент, несомненно, существующий вдоль основной тектонической поверхности и приводящий к медленной, «неактивной» (без участия стрессового давления) миграции. В дальнейшем происходит подъем геозотерм в аккреционном клине, приводящий к разогреву холодной пододвинутой плиты и выделению дополнительного количества флюидов, с одной стороны, и увеличению температурного градиента — с другой. Процесс температурного выравнивания (разогрев «холодного» осадочного слоя пододвинутой континентальной окраины) идет медленно, десятки миллионов лет, что согласуется с послесубдукционным возрастом кольцевых структур и длительным их развитием.

Каналы миграции раскрываются путем гидроразрыва при давлениях флюидов, превосходящих гидростатическое на данной глубине в 1,4—2,2 раза, т. е. составляющее 0,6—0,95 гравитационного [12]. Давления флюидов, которые более чем в 1,3 раза превышают гидростатическое, в нефтяной геологии и гидрогеологии считаются сверхвысокими ($1,32 \text{ г/см}^3$ — плотность максимально минерализованных природных вод). В настоящее время установлено, что сверхвысокие пластовые давления (иногда равные или даже превосходящие гравитационные) обычны как в смешанных газонефтеводяных, так и в водяных залежах, и возрастают от нескольких десятков до 1500 атм с ростом глубин от первых сотен метров до 8 км (пластовая температура одновременно возрастает до 300°C). Гипотезы образования сверхвысоких пластовых давлений, основывающиеся на перераспределении флюидов внутри осадочного чехла, могут объяснить давления, только близкие к гравитационному, но не превосходящие его. Поэтому для объяснения всего спектра значений приходится предполагать поступление высоконапорных флюидов из подстилающих толщ, тем более, что анализ размещения очагов со сверхвысокими пластовыми давлениями показывает их функциональные связи либо с современными и древними конвергентными границами плит, либо с рифтовыми системами [6, 24].

Таким образом, по нашему мнению, в Южном Тянь-Шане на нижнекоровом уровне существует тектоническая поверхность, вдоль которой происходит латеральная миграция большого количества высоконапорных флюидов. Увеличение их объема при дегидратации, а также структурные осложнения дренирующей

зоны приводят к образованию участков со сверхвысокими пластовыми давлениями. В этих участках происходит выпячивание перекрывающих отложений и образование купольных кольцевых структур [24]. В дальнейшем отток флюидов вызывает проседания и образуются депрессионные кольцевые структуры по типу карстовых воронок над подземными потоками или подобно значительным просадкам дневной поверхности на больших территориях, связанных с искусственным «сбрасыванием» пластовых давлений [12]. Таким образом, гирлянды кольцевых структур маркируют траектории «потоков» флюидов. Близширотная ориентировка ареала развития кольцевых структур фиксирует фронт продвижения флюидных масс, которое происходило не сплошным потоком, а отдельными струями, что запечатлено в гирляндном размещении кольцевых структур.

Если исходить из этих положений, то размер кольцевых структур не должен зависеть от глубинного уровня возмущающих очагов, как предполагалось ранее, а определяется главным образом объемами флюидных скоплений в коре. Именно этим, вероятно, можно объяснить кратность средних размеров разных групп кольцевых структур. Их размеры также должны определяться уровнем эрозионного среза. Так, в пределах выходов палеозоя, где часты структуры малых диаметров (I—II группы), поверхность, вдоль которой происходит миграция и скопление флюидов, располагается гипсометрически выше.

Время начала образования кольцевых структур совпадает с заключительными фазами коллизии, когда происходит подвиг под аккреционную призму окраины Устюрт-Таримского микроконтинента. Свидетельством присутствия под обнажающимися на поверхности структурно-вещественными комплексами Южного Тянь-Шаня древней коры континентального типа являются ксенолиты высокометаморфизованных пород (гнейсы, кристаллические сланцы) в дайках и трубках взрыва щелочных базальтоидов [27]. К—Аг-датировки последних 197 ± 6 — $265,5 \pm 5$ млн. лет. По нашему мнению, кольцевые структуры связаны с тектонической поверхностью между шельфовыми и окраинно-континентальными отложениями комплекса Кокпатас и залегающими ниже гранулитовыми, гнейсовыми породами континентальной коры, обнажающейся южнее, в Байсунском и Гармском блоках. Глубины залегания этой поверхности в разных местах Южного Тянь-Шаня оцениваются в 23—33 км.

По поводу состава флюидной фазы можно высказать следующие соображения. Во-первых, она рассматривается как высокоминерализованные гидротермы со сравнительно «низкотемпературной» специализацией. Несомненно, что за длительное время развития кольцевых структур (начиная с послекаменноугольного времени и доныне) происходило изменение состава гидротерм, скорее всего в связи со сменой температурного режима вдоль основной пологой тектонической поверхности. Это должно было отражаться на составе минерализации, отлагавшейся в мезо-кайнозойское время вдоль крутопадающих и наклонных (чешуйчатые надвиги) тектонических зон, дренируемых гидротермами. К сожалению, рудоносность мезо-кайнозойского чехла, где достоверно можно выделить минерализацию этого времени, изучена неравномерно и слабее, чем палеозойская, поэтому обсуждаемые факты не могут претендовать на полноту, являются предварительными, но позволяють показать общую направленность процесса.

В последнее время в Кызылкумах установлена серебронасность сенонских, верхнепалеоценовых и среднеэоценовых отложений на некоторых участках Северного Букантау и Тулянташа. Серебронасными, по данным А. И. Егорова и др. [19], а также А. Г. Лузановского и Д. В. Зубкова, являются ожелезненные песчаники с желваками и конкрециями пирит-гётитового состава, в которых встречены зерна марказита, барита. В ореоле влияния зон альпийских разломов, выполненных гипсоарозитовой массой, конкреции иногда содержат значительные количества серебра. Спектральным анализом в них установлены повышенные по сравнению с вмещающими породами содержания As, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Sb, Bi, Sn, V, W. Исследователи, изучавшие эти образования, считают их осадочно-диагенетическими. Необходимо отметить, что опробованием нами установлена

их безрудность в других местах (Ауминзатау, Кайраклы). Эти факты, а также сереброносность конкреций только в случае расположения их вблизи зон альпийских разломов позволяют считать генезис серебряной минерализации гидротермальным, наложенным и, возможно, синхронным осадконакоплением.

В зонах северо-восточных нарушений Кызылкумов иногда отмечаются баритовые жилы и прожилки. Они известны в горах Ауминзатау, Бельтау, Букантау и развиты как в палеозойских, так и в мезозойских (мел) породах. Совместно с баритом иногда присутствует пирит, доломит [14], гнезда и конкреции целестина. По данным Ю. Ф. Баскакова, В. Г. Яковлева, некоторые баритовые жилы содержат повышенные количества серебра.

В железомарганцевых (олигонитовых) конкрециях из Лау-Лау, приуроченных к нижнетуронским глинам, развиты трещины, выполненные баритом и целестином, и установлены (спектральным анализом): Cu — 0,003%; Pb — 0,01%; Ag — 0,003%; Be — 0,001%; Ba — 0,03% [20]. Барит-целестиновая минерализация, по мнению Т. К. Каржаува и Л. М. Чижана [21], является наложенной, причем раньше отлагался барит, а затем целестин.

Зернистые фосфориты Кызылкумов, по данным А. П. Стренакова [31], иногда содержат в цементе целестин с примесью барита, причем четко опознается эпигенетическая природа этих минералов.

Исследованиями мезо-кайнозойских формаций в Южном Приаралье на разных уровнях разреза (мел—палеоген) установлены [23] эпигенетические прожилки карбонат-пирит-гидроокисного и кремнисто-карбонат-пиритового состава. По сравнению с диагенетическими пиритами тех же отложений в них наблюдается тенденция увеличения средних содержаний ряда элементов-примесей: Cu, Zn, As (до 0,0 n%) и Hg (до $n \cdot 10^{-3}$ %) примерно на 1—1,5, реже на два порядка; Ni увеличивается на полпорядка (до 0, n %). Золото в пиритах содержится в количестве $2 \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-5}$ %.

В мергелях нижнего эоцена Кызылкумов установлены конкреции и секущие прожилки пирита, и там же в дробленных, трещиноватых участках отмечается эпигенетическая редкометаллическая минерализация и бутиминизация в виде локальных черных пятен размером 1,5×0,5 см [8]. Эти исследователи предполагают, что эпигенетическое замещение происходит под воздействием восходящих металлоносных вод из фундамента в периоды эпиплатформенной активизации (от 30—25 до 15—3 млн. лет по изотопным данным свинца, что близко ко времени образованию раннеплиоценовых чешуйчатых надвигов).

К югу от Кызылкумов, в районе Амударьинской впадины, мезо-кайнозойский чехол перекрывает фундамент архейско-протерозойского возраста. Это территория известна как Амударьинский нефтегазоносный бассейн. Мезозойские отложения вмещают многочисленные нефте- и газопроявления, приуроченные к нескольким стратиграфическим уровням: нижней—средней юре и нижнему мелу. Нефти относятся к метаново-нефтяному типу с плотностью от 0,8 до 0,98 г/см³; по содержанию смолисто-асфальтовых компонентов (от 2,3 до 17%) выделяются мало- и высокосмолистые разности [4].

По нашему мнению, приуроченность нефте- и газопроявлений к этой территории не случайна, углеводороды связаны с функционированием позднегерцинской зоны субдукции. Расстояние от палеозоны субдукции (выраженной на поверхности в Северном Букантау в виде офиолитового шва верхнего аллохтонного комплекса Кулкудук) до Амударьинского нефтегазоносного бассейна более 300 км. При такой трактовке необходимо ответить на вопросы, каким образом углеводороды образуются на конвергентных границах плит и могут ли они перемещаться на такие большие расстояния.

С позиции тектоники литосферных плит модель выжимания углеводородов и поровых вод с растворенными в них углеводородами из осадочной призмы, пододвинутой по зоне субдукции, разработана О. Г. Сорохтиным и другими исследователями [18, 24]. Согласно этим авторам, термодинамические условия выжимания углеводородов определяются давлением выше критического ($P > 220$

атм) и нагреванием осадков (и углеводов) до температур от 200—400 до 1000° С на разных уровнях зоны поддвига. Миграция флюидной фазы может происходить по латерали до тех пор, пока не уменьшатся ниже критических давление и температура, а сами углеводороды не попадут в условия, благоприятные для аккумуляции (подходящие по коллекторским свойствам горизонты, наличие экранов, структурных ловушек). По расчетным оценкам О. Г. Сорохтина, за время 10⁸ лет легкая нефть может мигрировать от зоны Беньюфа на 1200 км, а тяжелая — примерно на 120—150 км [24]. Были предложены реакции неорганического синтеза углеводов по схемам, где генерация нефти происходит при наличии воды, углекислоты и закиси железа при высоких температурах (от первых десятков до 250—300° С) и давлениях, а также показана устойчивость получающихся продуктов (например, парафин, нафтены) в широком диапазоне термодинамических параметров [36].

Таким образом, предложенная модель образования и миграции углеводов в процессе субдукции допускает возможность такого механизма для объяснения нефтегазоносности Амударьинского бассейна. Ниже постараемся рассмотреть реальность этого механизма.

Давно известно, что шельфовые карбонатные отложения, слагающие большую часть хребта Кульджуктау (комплекс Кокпатас) и развитые в других районах Южного Тянь-Шаня, обладают повышенной битуминозностью. Так, при общей мощности карбонатных пород в разрезе этого комплекса порядка 4000 м (около половины видимого разреза комплекса) чуть меньше половины из них (примерно 1500 м) с возрастом от венлока до среднего девона являются битуминозными [3]. Содержание органического углерода в известняках колеблется от 0,4 до 3% [1].

Учитывая, что по геологическим и геофизическим данным эти карбонатные отложения в качестве условного автохтона образуют основание всей аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня, можно видеть, какой громадный резервуар рассеянных углеводородов был погружен в условия высоких температур и давлений. Одним из фактов, подтверждающих эту точку зрения, является выделение сейчас по стволу Мурунтауской глубокой скважины (СГ-10), по данным В. М. Донского и В. Г. Яковлева, аномального количества метана и присутствие вблизи зоны разлома пленочных выделений жидких углеводородов, аналогичных по составу нефтям Западного Узбекистана. Если учесть, что органическое вещество пород, пересекаемых скважиной, является в основном углистым, т. е. миграционные формы: кериты, антракосолиты и т. п. — практически не встречаются [13], можно предположить, что источником наблюдаемых углеводородов являются залегающие структурно ниже карбонатные породы комплекса Кокпатас.

Возможная связь нефтегазоносности мезозойских отложений с верхне- и среднепалеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами Средней Азии, в том числе и в Южном Тянь-Шане, неоднократно обсуждалась ранее [2, 4, 5, 7, 30, 32, 34 и мн. др.]. Кроме того, многочисленные нефтегазопроявления известны в Ферганской впадине в палеозойских отложениях и в таких горных сооружениях, как Зарафшанский (Кштут—Заурана), Карачатырский (Араван) и Туркестанский (Йоры) хребты [32]. И. Х. Хамрабаев с соавторами [34] отмечают, что в Западном Узбекистане газопроявления из палеозойских пород были обнаружены при бурении в Акджаре, Шурчи, Караизе, а на Мубареке были вскрыты гранодиориты, пропитанные густой нефтью. В районе Ташлы (25—30 км северо-восточнее г. Карши) из мраморизованных известняков палеозоя (интервал 1600—1700 м) была получена промышленная легкая нефть (0,85 г/см³) с дебитом 5 м³/сут. На основании анализа размещения проявлений углеводородов в палеозойских отложениях, содержания в них органического углерода и коллекторских свойств было высказано предположение, что домезозойские породы потенциально перспективны на нефть и газ [34]. Промышленные скопления палеозойской нефти могут быть как в собственно палеозойских, так и в мезозойских отложениях, куда нефть и газ перемещаются по зонам разломов или поверхностям

несогласий. Необходимо отметить, что в термоградиентном поле вдоль тектонической поверхности между аккреционной призмой и континентальным основанием должно происходить фракционирование углеводов на легкие и тяжелые, что приводит к региональной латеральной зональности: месторождения газа и легких нефтей приурочены к наиболее удаленной аккреционной призме (Амударьинский бассейн), а проявления тяжелых и вязких нефтей известны среди палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород Ферганской впадины [35] как области, более близкой к тыловой части зоны субдукции.

Совместно с углеводородами на газонефтяных месторождениях Южного Узбекистана проявлена разнообразная минерализация — сульфиды, хлоридные и сульфатные соли. М. Г. Гаврилюк [15, 16] при изучении солей газонефтяных месторождений в верхнеюрских отложениях Южного Узбекистана установил, что наибольшие мощности хлоридных и сульфатных солей приурочены к тектонически ослабленным, сейсмически активным участкам, совпадающим с кольцевыми и дугвыми разломами неоген-четвертичного возраста. Выделяются пластовая и жильная формы солей, имеющие единую природу и наложенный эпигенетический (гидротермальный) характер, причем процессы солеобразования проявились в миоцен-четвертичное время, но еще не закончены и продолжаются ныне. В солях (галит, сильвин, карналлит, ангидрит) отмечается необычный для осадочных образований комплекс аутигенных минералов: биотит (местами до 10—15%), флогопит, мусковит, хлорит, полевые шпаты, рутил, титанит, магнетит, титаномagnetит, гематит, гётит, кварц (местами до 10—15% и в виде крупных хорошо ограненных кристаллов), барит, флюорит, пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, халькозин, ковеллин, арсенипирит, самородная медь, антимонит. Часто рудные минералы сопровождают прожилки и скопления нефтяных битумов, а на плоскостях роста галитовых кристаллов встречаются пленки и включения легких фракций нефти. По данным М. Г. Гаврилюка [16], в битуминозных породах концентрация меди доходит до 50 г/т, цинка до 60, свинца до 398, молибдена до 198, мышьяка до 191 г/т. Содержание сурьмы в смолистых битумах из стилолитовых швов и налетов на стенках трещин и пор достигает 18,6, а серебра — 71,59 г/т. Высокие содержания перечисленных элементов фиксируются и в рассолах месторождений, достигая: медь — 0,5—0,78 мг/л и более, цинк — 22—44, свинец — 26 мг/л и более.

В настоящее время воды палеозойских отложений, по данным бурения на территории Бухаро-Хивинской нефтегазонасыщенной области, представлены крепкими рассолами (до 200 г/л) хлоркальциевого типа, обогащенными иодом (до 45 мг/л), бромом (до 500 мг/л) и другими микроэлементами [22]. Современная гидротермальная деятельность сопровождается повышением геотермического градиента в этой области [33]. Так, максимальным значением характеризуется Газли-Мубарекская зона (до 5° С/100 м) по сравнению со значениями в других зонах (от 2,5 до 3,5° С/100 м). На приуроченность максимального числа месторождений нефти и газа к областям повышенной активности глубинного теплового режима указывали Р. Н. Хаймов и др. [32]. На территории Кызылкумов, расположенной севернее, известен источник с сероводородной водой (около пос. Балакарак) и целый ряд самоизливающихся скважин с горячей и теплой водой. Много их расположено в полосе южных предгорий возвышенностей Караката—Аристантау—Сангрунтау («Горячая скважина», пос. Нормухан), а также к юго-востоку от пос. Кыныр (Дженгельды).

Таким образом, обсуждение данных по кольцевым структурам и минерализации, нефтегазопроявлениям в мезо-кайнозойских отложениях и современной гидротермальной активности на территории Западного Узбекистана, связанных, по нашему мнению, с завершением (затуханием) функционирования позднепалеозойской зоны субдукции на южном краю Срединного Тянь-Шаня, позволяет сделать ряд выводов.

1. Гидротермальная и отчасти тектоническая (кольцевые структуры) активность мезозойско-кайнозойского времени связывается нами с флюидным режимом вдоль

пологой тектонической зоны между аллохтонными комплексами аккреционной призмы и пододвинутым континентальным основанием Устюрт-Таримского микроконтинента.

2. Гидротермальный и тектонический процессы продолжались в течение всего мезозоя—кайнозоя (особенно активно в раннеплиоценовое время) и еще не закончились.

3. Эпигенетическая минерализация в виде жильных, пластовых и газожидких (углеводородных) залежей характерна для всего разреза мезозоя—кайнозоя.

4. Наблюдается смена во времени и пространстве состава минерализации: в более северных районах развита серебряная, баритовая, целестиновая минерализация; южнее — хлоридные и сульфатные соли, нефтегазопроявления; в настоящее время в составе гидротерм содержатся значительные количества йода, брома, серы. В этом ряду всегда сохраняется геохимическая и минералогическая унаследованность.

5. Геологические данные, свидетельствующие о генетической связи синхронных процессов образования кольцевых структур и киммеридо-альпийского минералогенеза (в том числе и нефтегазообразования), позволяют выдвинуть важное прогнозное положение: гирляндовидно расположенные кольцевые структуры Приаралья и Северных Кызылкумов являются поверхностным отражением глубинных флюидопотоков; их глубинные уровни перспективны на обнаружение залежей углеводородов.

Список литературы

1. *Абдуллаев Х. М., Хамрабаев И. Х., Шарафиев М. М.* К вопросу о графитизации в горах Кульджуктау//Зап. Узб. отд. ВМО. № IV. Ташкент: Фан, 1955. С. 9—31.
2. *Авазов Т. Н., Хашмов Р. Н., Шейн В. С.* О возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Амударьинской впадины//Нефт. геология и геофизика. 1974. № 5. С. 6—8.
3. *Айсанов Я. Б., Егоров А. И.* Геологическое строение и основные черты минералогии палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент: Фан, 1978. 120 с.
4. *Акрамходжаев А. М., Абдуазизов А., Алексеев Ф. А., Рамазанов С. Р., Принцев А. Г., Сынчаевский Е. Д.* К изучению стабильных изотопов углерода нефтей некоторых месторождений Западного Узбекистана//Узб. геол. журн. 1974. № 3. С. 14—18.
5. *Амурский Г. И., Варенцов М. И., Васильев В. Г.* О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии//Геология нефти и газа. 1970. № 8. С. 47—51.
6. *Анигеев К. А.* Геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбураиваемых нефтегазоносных недр Земли//Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 205—217.
7. *Ахмеджанов Ш. А., Борисов О. М., Хашмов Р. Н.* Перспективы нефтегазоносности домезозойских отложений Тянь-Шаня//Сов. геология. 1983. № 2. С. 20—27.
8. *Баймухамедов Х. Н., Каримов Х. К., Кудряшов Н. С.* Природа и металлогенетическое значение секущих синдианетических пиритовых стяжений в битуминозных мергелях нижнего эоцена Центральных Кызылкумов//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 39. Ташкент: Фан, 1986. С. 161—165.
9. *Борисов О. М., Глух А. К.* Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 124 с.
10. *Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с.
11. *Бухарин А. К., Эргашев Ш. Э., Васильев И. А., Муратова Д. Х.* Космофотоснимки и глубинное строение Западного Узбекистана//Новые данные по геологии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1985. С. 12—51.
12. *Вихерт А. В.* Статистическое исследование складчатости. М.: Изд-во МГУ, 1977. 159 с.
13. *Волкова И. Б.* Классификация и номенклатура включений углеродистого вещества в породах ауминза-бесапанского комплекса (УзССР)//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 36. Ташкент: Фан. 1983. С. 140—145.
14. *Воронков А. К., Яковлев В. Г.* Основные группы рудных минеральных ассоциаций с золотом и серебром в Кызылкумском рудном районе//Зап. Узб. отд. ВМО. 34. Ташкент: Фан, 1981. С. 86—90.
15. *Гаврилюк М. Г.* Минералого-геохимические особенности солей газонефтяных месторождений Южного Узбекистана//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 38. Ташкент: Фан, 1985. С. 76—81.
16. *Гаврилюк М. Г.* Геохимия микроэлементов сульфатных и карбонатных солей, содержащих нефтяные битумы (Южный Узбекистан)//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 39. Ташкент: Фан, 1986. С. 98—101.
17. *Геодинамические реконструкции (методическое пособие для региональных геологических исследований)/Ред. Абрамович И. И., Бурдэ А. И., Вознесенский В. Д. и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.*

18. Геофизика океана. В 2-х томах. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
19. *Егоров А. И., Айсанов Я. Б., Проценко В. Ф.* О сереброносности среднеэоценовых отложений северной части Центральных Кызылкумов//Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, 1988. Вып. 41. С. 104—105.
20. *Каржаев Т. К., Попов В. С., Москаленко Е. Н.* Первая находка олигонита в меловых отложениях Узбекистана/Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, 1988. Вып. 41. С. 69—71.
21. *Каржаев Т. К., Чиж Л. М.* Барито-целестиновая минерализация в железисто-марганцевых карбонатных конкрециях//Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, 1975. Вып. 28. С. 235—237.
22. *Кудряков В. А., Нармухамедов М. А., Умаров М. У.* Распространение и геохимическое значение микрокомпонентов подземных вод Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области//Узб. геол. журн. 1987. № 3. С. 39—45.
23. *Моргенштерн Л. Е., Шпора Л. Д., Месицкий Л. Ю., Шевченко Г. М.* Некоторые типоморфные особенности пиритов из пород мезозойских и кайнозойских формаций Южного Приаралья//Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, 1988. Вып. 41. С. 71—74.
24. *Мусатов Д. И., Межеловский Н. В.* Значение рифтогенных структур для формирования нефтегазоносных бассейнов и месторождений (с позиции гипотезы глубинных газов Земли). М.: Изд-во ВИЭМС, 1982. 50 с.
25. *Мухин П. А., Абдуллаев Х. А., Минаев В. Е., Христов С. Е., Эгамбердыев С. А.* Палеозойская геодинамика Средней Азии//Сов. геология. 1989. № 10. С. 47—58.
26. *Мухин П. А., Савчук Ю. С.* Распределение золотого оруденения в Кызылкумах в связи с процессами субдукции//Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент: САИГИМС, 1987. С. 29—44.
27. *Мушкин И. В.* Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
28. *Паталаха Е. И.* О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций//Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 109—130.
29. *Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р.* Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан)//Геотектоника, 1971. № 5. С. 27—37.
30. *Старобинец И. С., Хашмов Р. Н., Шейн В. С.* О возможной нефтегазоносности палеозойских отложений Западного Узбекистана//Нефтегазовая геология и геофизика. 1967. № 7. С. 18—23.
31. *Стрелников А. П.* Эпигенетический целестин в зернистых фосфоритах Центральных Кызылкумов//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 41. Ташкент: Фан, 1988. С. 67—68.
32. *Хашмов Р. Н., Борисов О. М., Ахмеджанов М. А., Борисов С. О.* Вопросы нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Средней Азии//Сов. геология. 1985. № 2. С. 14—20.
33. *Халисматов И., Сидихходжаев Р. К.* Некоторые особенности изменения геотермических градиентов осадочного чехла востока Амударьинской газонефтеносной области//Сборник материалов по итогам научно-исследовательских работ геолого-разведочного факультета ТашПИ за 1973 г. Вып. 112. Ч. 2. Ташкент: Изд. ТашПИ, 1974. С. 26—28.
34. *Хамрабаев И. Х., Рыжков О. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Хашмов Р. Н., Зуев Ю. Н., Шейн В. С.* О нефтегазоносности палеозойских отложений Узбекистана и прилегающих территорий//Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. С. 34—47.
35. *Ходжаев Р. А.* Особенности размещения природных битумов Ферганской впадины//Узб. геол. журн. 1983. № 4. С. 69—72.
36. *Чекалюк Э. Б.* Термическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях//Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 267—272.
37. *Шульц С. С. (мл.).* Концентрические сводовые структуры Приаралья и Кызылкумов на космических снимках//Исследования природной среды космическими средствами. Т. 2. Геология и геоморфология. М.: Наука, 1974. С. 88—89.
38. *Шульц С. С. (мл.).* Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня)//Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. Л.: Наука, 1974. С. 156—176.

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент, 700000

Поступила в редакцию
11.IX.1990

УДК 551.254(571.53)

© 1992 г.

ДОБРЖИНЕЦКАЯ Л. Ф., МОЛЧАНОВА Т. В., СОНЮШКИН В. Е.,
ЛИХАЧЕВ А. Б., ФЕДОРОВСКИЙ В. С.

ПОКРОВНЫЕ И СДВИГОВЫЕ ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Статья посвящена исследованию структурных парагенезисов синметаморфических покровных и сдвиговых деформаций метаморфического комплекса Приольхонья, слагающего западное побережье оз. Байкал. Впервые для образований этого района, рассматриваемых на протяжении многих лет как пример неоднократно деформированных архейских метаморфических образований, обосновываются горизонтальные перемещения аллохтонных пластин, осуществлявшиеся в условиях прогрессивно-зонального метаморфизма раннепалеозойского времени. Приводится система доказательств существования здесь ранней синнадвиговой линейности растяжения «а»-кинематического типа, которая может быть использована как надежный маркер для восстановления траектории перемещения аллохтона. Показано, что шарниры ранних складок, занимавшие первоначально перпендикулярное к направлению перемещения пластин положение, в ходе прогрессивной деформации испытали вращение с изменением их ориентировки вплоть до полного параллелизма с направлением движения. Поздние деформации первично покровной структуры Приольхонья связаны с формированием региональной системы субвертикальных сдвиговых зон, превративших всю область в серию чередующихся между собой макро- и микролитонов северо-восточного простирания.

Dobrzhinetskaya L. F., Molchanova T. V., Sonyushkin V. Ye., Likhachev A. B., Fedorovsky V. S. Nappe and fault plastic deformations of the metamorphic complex in Priolkhovye (Western Baikal area). *Geotectonics*. 1992. № 2. The article discusses studies of the paragenesis of synmetamorphic nappe and fault deformations in the Priolkhovye metamorphic complex which makes up the western coast of the Lake Baikal. Regarded for many years as repeatedly deformed Archean metamorphic formations, the units in the region are found to contain horizontally shifting allochthonous sheets in the conditions of early Paleozoic progressive zonal metamorphism. A number of arguments were given confirming the existence here of early synoverthrust extension lineation of the «a» kinematic type, which can be used as a reliable marker for drawing the trajectory of the allochthon displacement.

Западное Прибайкалье — давно известная территория развития метаморфических комплексов пестрого состава. Многочисленные данные о перекрытии части из них неметаморфизованными рифейскими и палеозойскими толщами чехла Сибирской платформы способствовали тому, что постепенно сложилось твердое убеждение в раннедокембрийском возрасте всех метаморфитов. Такие же представления десятилетиями повторяются в работах, посвященных геологии Приольхонья и о-ва Ольхон, хотя непосредственных соотношений распространенных здесь метаморфических толщ с породами платформенного чехла не существует. Результаты массового радиометрического датирования, проведенного здесь в последнее время [1], полностью разрушили привычную легенду о раннедокембрийском возрасте метаморфитов Приольхонья и о-ва Ольхон. Они, как оказалось, имеют палеозойский возраст и принадлежат системам каледонского тектогенеза. Много новых данных получено и о структуре метаморфического комплекса: обнаружено огромное количество гранито-гнейсовых куполов [5], изучены сложные линейно-складчатые системы, формировавшиеся в условиях регионального пластического сдвига, установлены дометаморфические и синметаморфические покровы.

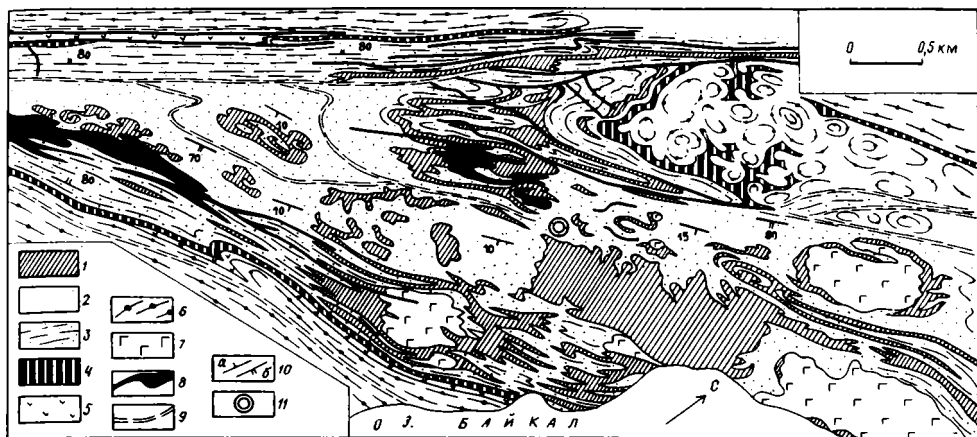


Рис. 1. Геологическая схема района Нутгей (Приольхонье) 1 — мраморы верхнего горизонта; 2 — кварциты; 3 — силикатно-карбонатные гнейсы и кварциты; 4 — мраморы нижнего горизонта; 5 — амфиболиты; 6 — гранито-гнейсы, мигматиты, мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 7 — метагабброиды и метапроксениты; 8 — синметаморфические гранитоиды, маркирующие зоны пластических надвигов и сдвигов; 9 — бластомилониты отдельных зон пластических сдвигов; 10 — преобладающая ориентировка сланцеватости $S_1(a)$ и $S_2(b)$; 11 — расположение участка детальных работ и отбора ориентированных образцов

В данной статье рассматриваются результаты изучения соотношений покровных и сдвиговых деформаций на одном из опорных участков, расположенном на плато у побережья Байкала (рис. 1). Степень обнаженности по горизонтали и по вертикали близка к 100%. Мы называем это место Нутгейским полем кварцитов и мраморов (по географическому пункту Нутгей). Путем детального геологического картирования (на основе аэрофотоснимков масштаба 1 : 5000 с высокой степенью дешифрируемости) здесь установлена система крупных лежачих складок и пакетов покровных пластин, образованных в основном кварцитами и мраморами, реже карбонатно-силикатными гнейсами, амфиболитами, метагабброидами и другими породами. Лежачие складки деформированы куполами, гранито-гнейсовыми ядра которых вскрыты только в северо-восточной (за пределами площади, ограниченной картой) и северной частях поля, а также многочисленными узкими синметаморфическими сдвиговыми зонами, переработавшими и купола, и лежачие складки, и пакеты покровных пластин. Интегральный структурный рисунок оказывается настолько сложным, что даже в условиях великолепной обнаженности Приольхонья без применения методов структурного анализа он с трудом поддается расшифровке.

В этой статье мы рассматриваем только соотношения надвиговых и сдвиговых синметаморфических деформаций. Именно их анализ раскрывает прогрессивный характер дислокационного процесса, позволяет расшифровать траекторию тектонического транспорта. Вместе с тем за рамками статьи остается вопрос о месте и времени куполообразования в складчатом процессе, а также и фактическое обоснование покровной и сдвиговой природы крупных пластин, образующих генеральную (картируемую) структуру Приольхонья. Привлечение этого материала непомерно расширило бы объем статьи. Отметим лишь, что здесь, на относительно небольшой по площади территории, закартированы тесно сближенные, но генетически разнородные комплексы, отвечающие разным геодинамическим обстановкам: метаосадочные шельфового типа, толеитовые и шошонитовые островодужного и краевоморского (?) типов. Эти комплексы разделены зонами бластомилонитов, маскирующими границы дометаморфических покровов. Однако сама по себе аллохтонная природа структурного ансамбля территории очевидна и подтверждена многими данными. Ее подробное обоснование предполагается

сделать в другой работе. В данной же статье приводятся результаты детальных исследований внутреннего строения одной из таких покровных пластин, деформированной затем в режиме сдвига. Подобная последовательность синметаморфических деформаций типична для региона. Основное внимание при этом уделено структурному изучению кварцитов.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Кварциты Нутгейского поля чаще всего ассоциируют с мраморами, но кроме этих пород в пределах поля присутствуют: метагабброиды и метапироксениты, составляющие как мелкие, так и крупные блоковые тела: гранито-гнейсы, мигматиты, мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, участвующие в строении ядер куполов и формирующие наиболее крупные антиклинорные зоны; двуслюдяные и диопсидсодержащие силикатно-карбонатные гнейсы, пространственно и структурно тесно ассоциирующие с кварцитами и мраморами Нутгейского поля и нередко замещающие их по простиранию; амфиболиты и мраморы, иногда разделенные горизонтом кварцитов и расположенные между гранито-гнейсами ядер куполов и собственно кварцито-мраморной ассоциацией Нутгейского поля. Кварциты и мраморы изученного домена составляют единую аллохтонную пластину, полого погружающуюся в юго-восточном направлении. Метаморфизм имеет региональный характер. Его ореол характеризуется зональностью от зеленосланцевой до гранулитовой фации. В пределах Нутгейского поля породы изменены в условиях амфиболитовой фации (изограда силлиманита). Внутри Нутгейского покрова установлено два главных этапа деформации, осуществившихся в синметаморфических условиях. Ранний из них был вызван надвиговыми перемещениями, а поздний связан с формированием системы крутых сдвигов от субширотного до северо-восточного простирания. С каждой из этих разноплановых деформаций связано образование соответствующих систем складок, сланцеватости и минеральной линейности, создающих сложную систему суммарных петроструктурных и структурных элементов.

Ранний этап — D_1 . Ранняя складчатость представлена пакетами лежащих изоклинальных складок F_1 разного масштаба с длиной волны от первых единиц до десятков метров. Вдоль их осевых плоскостей развита сланцеватость S_1 , выраженная в ориентировке мусковита, графита и кварца и хорошо сохранившаяся только в кварцитах, где она совпадает с общим тектоническим уплощением Нутгейского покрова (рис. 2, а). Сланцеватость S_1 была сформирована в течение прогрессивной деформации, о чем свидетельствует ее двойственное положение по отношению к складкам F_1 : на ранней стадии образования складок развивается слабая сланцеватость осевой плоскости, которая по мере дальнейшего сжатия, приводящего к расплющиванию замковых частей, оказывается наложенной на эти складки, сохраняя на всем протяжении ориентировку, согласованную с уплощением аллохтона.

Шарниры складок F_1 и параллельная им бороздчатость, созданная пересечением сланцеватости S_1 и слоистости S_0 , имеет неустойчивую ориентировку. На диаграмме (рис. 2, в) они создают поле рассеивания по дуге большого круга, которое совпадает с положением среднего значения плоскости S_1 , рассчитанной по концентрации полюсов ее локальных замеров (рис. 2, а). Анализ этих диаграмм показывает, что главный максимум шарниров B_1 соответствует погружению в направлении падения Нутгейского покрова, в то время как часть шарниров складок этой же генерации ориентирована косо и перпендикулярно к этому направлению.

Особую позицию занимает минеральная линейность, выраженная в ориентировке агрегатов графита и отдельных зерен кварца. Она локализуется в плоскости S_1 на пересечении дуги большого круга с направлением падения пластины, совпадая с главным максимумом шарниров B_1 (рис. 2, б). Геометрические соотношения линейных и плоскостных элементов и характер текстуры указывают

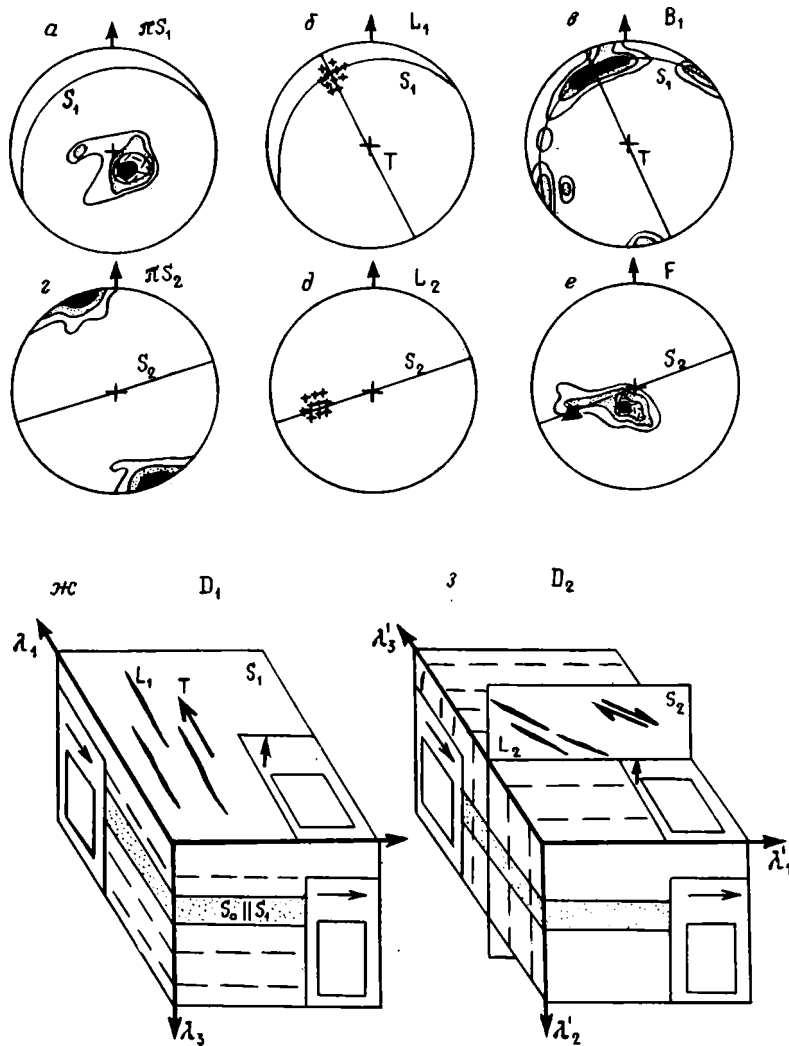


Рис. 2. Диаграммы линейных и плоскостных элементов ($a - e$) и блок-диаграммы для надвигового ($ж$) и сдвигового ($з$) этапов деформации
 a — диаграмма полюсов сланцеватости S_1 (изолинии проведены через 2—6—10—14%, количество замеров — 50); b — диаграмма линейности L_1 (крестики): T — траектория перемещения Нутгейского покрова, S_1 — положение плоскости сланцеватости (среднее значение); c — диаграмма шарниров складок F_1 : T и S_1 — то же, что на диаграмме b , изолинии проведены через 2—4—10%, количество замеров 50, z — диаграмма полюсов сланцеватости S_2 (изолинии проведены через 2—6—15%, количество замеров — 100); d — диаграмма линейности L_2 : S_2 — положение синдвиговой сланцеватости; e — диаграмма шарниров складок F_2 : черным треугольником обозначено среднее положение линейности L_2 , изолинии проведены через 2—4—6—8%, количество замеров — 50; $ж$ — блок-диаграмма надвигового этапа деформации D_1 в координатах $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ эллипсоида конечной деформации; $з$ — блок-диаграмма сдвигового этапа деформации D_2 в координатах $\lambda'_1, \lambda'_2, \lambda'_3$ эллипсоида конечной деформации. Все диаграммы построены на верхней полусфере сетки Вульфа. На блок-диаграммах показаны главные структурные элементы, направление перемещения плитин, а также расположение ориентированных шлифов

на то, что в породах Нутгейского покрова развиты L - S -тектониты. При этом поперечная линейность L_1 относится к «а»-кинематическому типу, который, по многочисленным данным [2, 4, 6, 9, 10, 17, 18], отражает траекторию и направление перемещения тектонических пластин. В то же время шарниры складок F_1 , которые представляют собой «в»-кинематическое направление, ориентированы как параллельно «а»-кинематической линейности, так и перпендикулярно к ней, сохраняя вариации между этими направлениями.

Поздний этап — D_2 . Деформация этого этапа характеризуется широким развитием разномасштабных зон пластических сдвигов, осуществлявшихся в субвертикальных плоскостях восток-северо-восточного простирания. Эта наиболее контрастная деформация, ответственная за формирование общего современного структурного плана всего Приольхонья, затушевывает, а иногда и полностью уничтожает следы его первоначального покровного строения. С ней связано формирование интенсивной региональной крутоориентированной сланцеватости — вся территория оказывается как бы нарезанной на субвертикальные макро- и микролитоны большой протяженности, между которыми в виде реликтов сохраняются участки первичного покровного строения.

Элементы сдвиговой деформации этапа D_2 проявлены практически в любой точке пестрых по составу метаморфических пород Приольхонья — то в виде крутой, от субширотной до северо-восточной, сланцеватости S_2 (рис. 2, з), то в виде зон супермилонитов, сочетающихся с разномасштабными вертикальными асимметричными складками F_2 и наклонной линейностью L_2 . В Нутгейском кварцитовом поле минеральная линейность L_2 представлена переориентированными зернами кварца, слюд и графита, удлинение которых на диаграмме (рис. 2, д) формирует четкий максимум, погружающийся на восток под углом 30—45°.

Складки F_2 характеризуются субвертикальными осевыми плоскостями, вдоль которых развивается региональная сланцеватость S_2 . Эта сланцеватость так же, как в случае раннего надвигового этапа деформации, занимает двойственную позицию по отношению к складкам, отражая прогрессивную деформацию, приводящую в итоге к развитию зон, где замковые части складок F_2 оказываются раздавленными и смещенными относительно друг друга. Шарниры складок и параллельная им бороздчатость, как правило, имеют субвертикальную ориентировку, но в то же время часть из них характеризуется наклонным положением, создавая на диаграмме (рис. 2, е) поле рассеивания, перекрывающее область концентрации точек минеральной линейности L_2 . Главные максимумы линейности L_2 и шарниров складок F_2 при этом оказываются наклоненными друг к другу под углом 45°. Рассматривая эти соотношения в системе координат кинематических осей, мы сталкиваемся с тем же явлением, что и в раннем этапе деформаций. Шарниры складок, определенные как «в»-кинематическое направление, стремятся к совмещению с «а»-линейными структурами, отражающими в данном случае направление растяжения материала.

Общий анализ геометрии структурных элементов надвигового и сдвигового этапов деформации Нутгейского покрова показывает, что их главной особенностью являются широкие вариации ориентировок шарниров сингенетических складок F_1 и F_2 при постоянной субгоризонтальной ориентировке осевых плоскостей первых и субвертикальной — вторых. Согласно классическому структурному анализу Б. Зандера [13], Ф. Тернера и Л. Вейса [16], в котором главной аксиомой является симметрия плоскости движения, определяемая статистическими данными по ориентировке шарниров складок и параллельной им линейности вместе с другими данными по текстурам, среди каждой группы выделенных нами складок можно было бы вычленить еще несколько дополнительных этапов деформации, придав им региональное значение. В то же время аксиоме Б. Зандера здесь противоречит постоянство ориентировок осевых плоскостей каждой из двух генераций складок, а также то обстоятельство, что структурные элементы, соответствующие по своей морфологии «в»-структурам, оказываются в «а»-кинематическом положении. Выход из этих противоречий возможен с использованием модели механизма простого

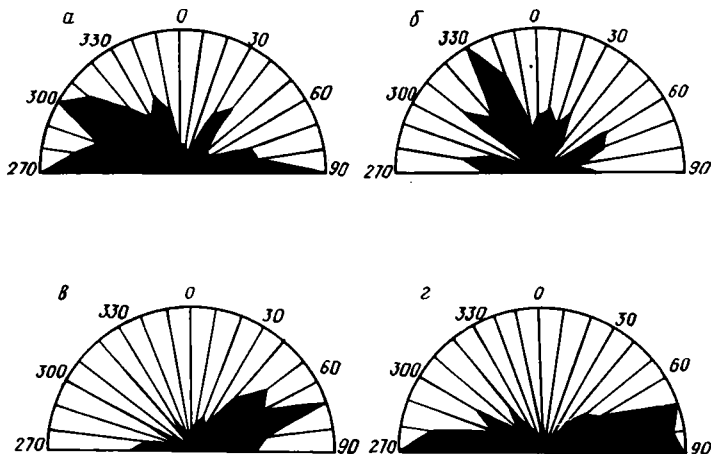


Рис. 3 Розы-диаграммы распределения длинных осей зерен кварца (а, б) и графита (в, г)
 Диаграммы построены по замерам зерен из шлифов, отобранных в надвиговой (а, в) и сдвиговой (б, г) зонах; количество замеров на каждой из диаграмм — 150

сдвига, где на фоне касательных напряжений возможно не только формирование линейности растяжения, но и одновременное искажение ориентировок шарниров сингенетичных складок за счет вращения. Эта модель была предложена Д. Сандерсоном [14] и дополнена работами других авторов [7] для объяснения поперечной складчатости и линейности в областях покровного тектогенеза. Они привели примеры использования этой модели для таких ситуаций, когда аллохтонные пластины имеют небольшой угол наклона при условии развития в них *L-S*-тектонитов. Указанные варианты альтернативны модели чистого сдвига, согласно которой «в»-кинематические оси располагаются только параллельно фронтальным зонам аллохтонных пластин в течение всей деформационной истории.

Совершенно очевидно, что для определения механизма деформации пород, слагающих Нутгейский покров, необходимо рассмотреть вопрос о генезисе минеральной линейности. Только после того как будет доказана ее принадлежность к линейности растяжения, она может служить надежным маркером траектории тектонического транспорта.

ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛЬНОЙ ЛИНЕЙНОСТИ

Для выяснения условий формирования минеральной линейности нами были проведены микроструктурные исследования кварцитов, включающие изучение морфологии деформированных зерен кварца, предпочтительных ориентировок его (с) и (а) осей, определение систем трансляции. Изученные образцы отобраны на двух участках, соответствующих минимальному и максимальному проявлению сланцеватости S_2 , связанной с поздней сдвиговой деформацией. Они были предварительно ориентированы, а затем распилены в трех взаимно перпендикулярных сечениях относительно ранней и поздней сланцеватости. Для надвиговой деформации мы используем систему координат $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ при $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$, а для сдвиговой $\lambda'_1, \lambda'_2, \lambda'_3$ при $\lambda'_1 > \lambda'_2 > \lambda'_3$ эллипсоида конечной сдвиговой деформации [11].

1. Микроструктурный анализ кварцитов в зоне надвиговых деформаций. В шлифах кварцит выглядит как почти мономинеральная порода с примесью графита и мусковита. Кварц представлен необластами полигональной формы (0,2—0,3 мм), создающими мозаичную текстуру, на фоне которой сохраняются

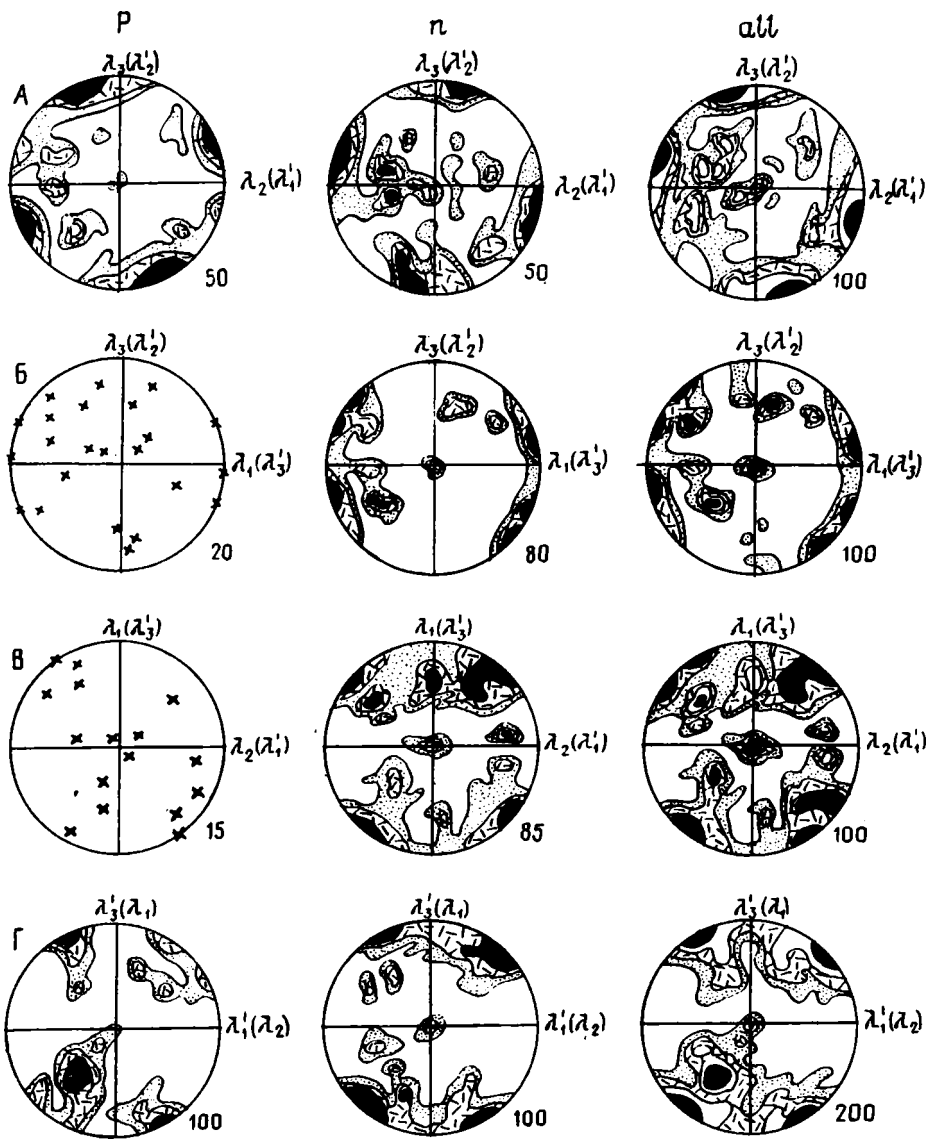


Рис. 4. Диаграммы петроструктурных узоров $\langle c \rangle$ -осей кварца из кварцитов Нургейского поля в зонах надвиговой (А—В) и сдвиговой (Г) деформаций
 В колонках — предпочтительные ориентировки порфирокласт (Р), необласт (n) и суммарно $\langle c \rangle$ -осей кварца всех зерен (all). Изолинии проведены через 3—5 — 7—13%; количество замеров указано в правом нижнем углу каждой диаграммы

слегка удлинённые зерна порфирокласт более крупного размера (0,3—0,5 мм). Графит и мусковит (0,2—0,3 мм) создают четкую ориентировку, маркирующую поверхность плоскости S_1 . Удлинение кварца и графита наиболее отчетливо распознается в сечении $\lambda_1\lambda_2$, соответствующую плоскости надвиговых перемещений. На розе-диаграмме (рис. 3, а) часть длинных осей кварца концентрируется в направлении 300-310° СЗ — 120-130° ЮВ, а максимальное удлинение графита отклоняется от этой траектории на 20—30° (рис. 3, б). В целом направление удлинения кварца и графита в шлифах хорошо коррелируется с направлением

погружения линейности, измеренной в обнажениях. Другая часть зерен кварца характеризуется сильным удлинением в субширотном направлении, совпадающем с ориентировкой линейности L_2 , что свидетельствует о присутствии здесь следов наложенной сдвиговой деформации позднего этапа.

Ориентировка $\langle c \rangle$ -осей кварца. Предпочтительные ориентировки $\langle c \rangle$ -осей, измеренные в трех взаимно перпендикулярных шлифах, соответствующих главным сечениям эллипсоида конечной деформации, приведены на рис. 4, А—В, где они представлены отдельно для порфиорокlast, необласт и в виде суммарных диаграмм. Все петроструктурные узоры по характеру симметрии отвечают узору « r »-типа.

В экспериментальных условиях эти узоры были получены при температуре около 800°C при медленных скоростях деформации, когда активной становится система скольжения по плоскости положительного ромбоэдра « r » в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ при заметном вкладе в деформацию процессов динамической рекристаллизации [8]. При этом $\langle c \rangle$ -оси кварца стремятся расположиться двумя парными максимумами, симметричными относительно оси максимального сжатия σ_1 (λ_3), которые объединяются двумя малодуговыми поясами. В то же время плоскости положительного ромбоэдра оказываются ориентированными параллельно оси σ_1 (λ_3).

В исследованных образцах подобные соотношения наиболее хорошо видны в сечении $\lambda_3\lambda_1$, отвечающем сечению $\lambda_2'\lambda_3'$ (рис. 4, Б), которое наиболее благоприятно для восстановления характера деформации кварца в условиях поздней сдвиговой деформации этапа D_2 (рис. 2, з). Из диаграммы на рис. 4, Б видно что парные максимумы $\langle c \rangle$ -осей компонуется симметрично к оси λ_3' и сопровождаются дополнительным рассеиванием точек по дугам малых кругов. Это означает, что узор « r »-типа сформировался в условиях поздней сдвиговой деформации.

Деформации кварца, отвечающие собственно надвиговому этапу, в условиях интенсивного проявления узора « r »-типа, сохраняются лишь в виде фрагментов реликтовых узоров « s »-типа, которые в сечениях $\lambda_3\lambda_2$ и $\lambda_3\lambda_1$ практически не распознаются из-за наложения двух узоров друг на друга. Только в сечении $\lambda_1\lambda_2$, где часть $\langle c \rangle$ -осей имеет вертикальную ориентировку, концентрируясь в центре диаграммы, узор « s »-типа проявляется наиболее отчетливо в комбинации с наложенным узором « r »-типа (рис. 4, В).

В экспериментальных условиях ориентировки « s »-типа были получены при $T \sim 500^\circ\text{C}$ при высоких скоростях деформации и низком значении $\epsilon = 25\%$, когда пластическое течение кварца осуществляется путем скольжения по базисной плоскости (0001) в любом из направлений $\langle a \rangle$ [15]. В таком случае $\langle c \rangle$ -оси кварца стремятся расположиться параллельно направлению максимального сжатия σ_1 (λ_3). Именно такие соотношения можно видеть на диаграмме рис. 4, В. Центральный единичный максимум $\langle c \rangle$ -осей совпадает с направлением λ_3 , т. е. с самой короткой осью эллипсоида конечной деформации, соответствующей положению оси максимального сжатия σ_1 . Иными словами, такой тип ориентировки $\langle c \rangle$ -осей указывает на субгоризонтальное положение базисных плоскостей (0001), которые располагаются параллельно плоскости тектонического уплощения Нутгейского покрова.

Зная, таким образом, положение базисных плоскостей кварца, важно выяснить, по какой из осей $\langle a \rangle$ осуществлялась трансляция. Совпадает ли направление скольжения в кристаллах с направлением макроскопической линейности L_1 и удлинением этого минерала, выявленном в главном сечении $\lambda_1\lambda_2$ при изучении шлифов?

Ориентировка $\langle a \rangle$ -осей кварца. Для решения этой задачи были выбраны те кристаллы кварца, базальные плоскости которых расположены параллельно плоскости надвиговых перемещений. Измерения проводились в полированной с двух сторон пластинке кварцита, толщиной 0,1 мм, вырезанной с учетом ориентировки образца в пространстве. Пластинка была предварительно протравлена в концентрированной плавиковой кислоте в течение 40 мин. Затем под микроскопом были выделены зерна кварца, имеющие характерные фигуры травления в виде

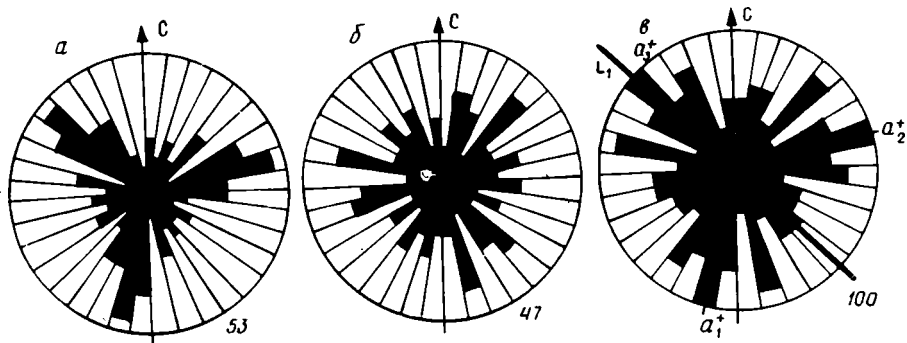


Рис. 5. Диаграммы распределения $\langle a \rangle$ -осей кварца, деформированного по системе скольжения (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$

a — диаграмма $\langle a \rangle$ -осей левого кварца (монокристаллы и двойники); b — диаграмма $\langle a \rangle$ -осей правого кварца (монокристаллы и двойники); v — суммарные диаграммы $\langle a \rangle$ -осей кварца. Черной линией показана траектория ранней линейности L_1 ; количество замеров указано в правом нижнем углу каждой диаграммы

трехгранных пирамид, которые отвечают сечениям (0001). С помощью традиционных методик по этим фигурам было определено положение $\langle a \rangle$ -осей кварца в пространстве, их полярность в монокристалльных и двойникованных по дофинейскому закону индивидах левого и правого кварца. Из 100 измеренных зерен 53 были отнесены к левой модификации и 47 — к правой.

На диаграммах левого кварца максимумы концентраций $\langle a \rangle$ -осей занимают следующую позицию: северо-западный квадрант — 315° , северо-восточный — 75° и юго-западный — 195° (рис. 5, a). На диаграммах правого кварца (рис. 5, b) максимумы концентрации $\langle a \rangle$ -осей соответственно ориентированы: в северо-западном квадранте — 290° , в северо-восточном — 50° и в юго-западном — 200° . На суммарной диаграмме (рис. 5, v) максимумы концентраций осей a_3^+ располагаются в северо-западном квадранте — 320° , a_2^+ в северо-восточном — 80° и a_1^+ в юго-западном — 200° .

Наиболее важной для интерпретации является позиция оси a_3^+ , лежащей в северо-западном квадранте диаграммы. Ее координаты соответствуют направлению траектории ранней линейности L_1 и положению длинных осей кварца в плоскости $\lambda_1\lambda_2$ эллипсоида конечной деформации. Если плоскость главного сечения эллипсоида $\lambda_1\lambda_2$ соответствует плоскости надвиговых перемещений, то в ходе пластической деформации плоскости внутрикристаллической трансляции кварца стремятся расположиться параллельно этой плоскости, а направление скольжения a_3^+ в этих кристаллах должно быть близким к траектории растяжения материала (т. е. практически совпадает с положением λ_1), которая маркирует направление перемещения пластин. Именно такая картина подтверждается изучением ориентировок $\langle a \rangle$ -осей кварца по фигурам травления.

Результаты исследований позволяют предполагать, что узор $\langle c \rangle$ -типа является действительно реликтовым узором, отражающим пластическую деформацию кварца путем внутрикристаллической трансляции по системе скольжения (0001), $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, которая обычно становится активной при низких температурах и высоких скоростях деформации.

Дополнительным доказательством того, что кварц был деформирован в низкотемпературных условиях, свидетельствует также тригональная симметрия диаграмм распределения $\langle a \rangle$ -осей кварца (рис. 5), отвечающая симметрии низкотемпературного α -кварца. При этом можно утверждать, что характер симметрии не мог быть искажен за счет дофинейского двойникования, так как количество

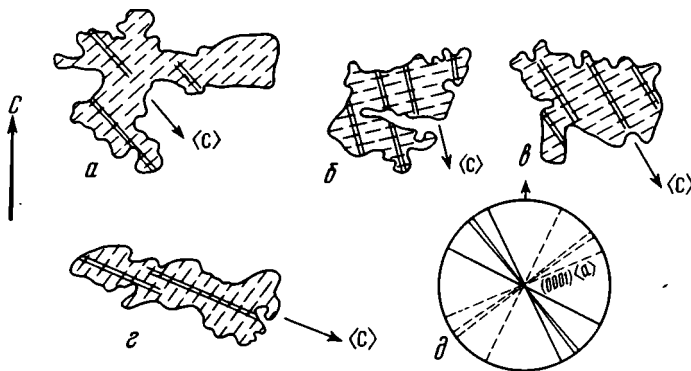


Рис. 6. Геометрический анализ структур полос излома в кварце *a—z* — соотношение $\langle c \rangle$ -осей с границами полос излома в деформированных порфиροкластах; *д* — геометрия полос излома: сплошные линии — границы полос излома, пунктирные линии — базисные плоскости скольжения (0001), содержащие направление скольжения a_3^{\pm}

индивидов, сдвойникованных по этому закону, в исследованных образцах невелико.

2. Микроструктурный анализ кварцитов в зоне сдвиговых деформаций. По характеру микростроения эти образцы кварцитов отличаются от вышерассмотренных только размерами порфиροкласт (0,5—1,5 мм) и большим количеством структур полос излома, приуроченных к крупным кристаллам кварца извилистой, слегка удлинённой формы. Удлинение зерен кварца и графита в сечении, параллельном λ_1', λ_2' , формирует два близких к субширотному направлению максимума (рис. 3, в, z), которые полностью совпадают с положением линейности L_2 , измеренной в обнажениях. Только единичные зерна сохраняют реликтовые ориентировки, совпадающие с положением ранней линейности.

Ориентировка $\langle c \rangle$ -осей кварца. Поскольку сдвиговая деформация в этих образцах кварцитов проявлена максимально, для выявления характера петроструктурного узора вполне достаточно изучения ориентировок $\langle c \rangle$ -осей в одном сечении λ_3', λ_1' (рис. 2, 3). На диаграммах порфиροкласт, необласт и суммарной диаграмме (рис. 4, Г) отчетливо проявлен узор «r»-типа в комбинации с реликтовым узором «с»-типа, формирующим единичный максимум в центре. Парные максимумы узора «r»-типа, соединенные малодуговым рассеиванием точек, располагаются симметрично λ_3' — самой короткой оси эллипсоида конечной деформации, соответствующей оси максимального сжатия σ_1 в сдвиговой системе. Присутствие «r»-узора свидетельствует о высокотемпературной деформации кварца путем внутрикристаллической трансляции по плоскости положительного ромбоэдра в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. В то же время появление структур полос излома свидетельствует о дополнительном скольжении, происходящем по другим плоскостям.

Анализ геометрии полос излома показал, что оси $\langle c \rangle$ кварца в таких кристаллах ориентированы субгоризонтально и располагаются параллельно границам раздела этих структур (рис. 6, *a—z*). Такие соотношения позволяют предположить, что направлением скольжения должна оказаться одна из $\langle a \rangle$ -осей, положение которой будет совпадать с системой микротрещин, развитых в кристаллах ортогонально к границам раздела полос излома. При этом базисная плоскость (0001), как следует из геометрического анализа (рис. 6, *д*), будет иметь субвертикальную субширотную ориентировку, которая полностью коррелируется с положением крутоориентированной сланцеватости S_2 , отражающей главную плоскость сдвиговых перемещений. При таком положении базисных плоскостей кварца можно предполагать, что одна из его $\langle a \rangle$ -осей, в направлении которой происходит трансляция, окажется близкой к положению поздней линейности L_2 .

В целом микроструктурный анализ показывает, что ранняя линейность L_1 , лежащая в плоскости тектонического уплощения Нутгейского покрова, так же, как и поздняя линейность L_2 , занимающая наклонную ориентировку в субвертикальных плоскостях поздних сдвиговых деформаций, может быть отнесена к классу линейности растяжения. Об этом свидетельствуют те факты, что в ходе пластической деформации такой высокопластичный минерал, как кварц, стремится расположиться так, чтобы плоскость внутрикристаллической трансляции была параллельной плоскости движения, а направление трансляции при этом оказалось бы ориентированным вдоль направления главных тектонических перемещений.

МЕХАНИЗМ ДЕФОРМАЦИИ

Одной из проблем тектоники метаморфических толщ Приольхонья является восстановление структурных парагенезисов раннего этапа и условий их образования. По данным В. В. Эза и соавторов [3], в течение многих лет изучавших этот район, в раннюю фазу были образованы складки северо-западного простирания F_1 , которые затем были повторно деформированы крутой северо-восточной складчатостью F_2 и широкой сетью субпараллельных крутоориентированных разрывных нарушений северо-восточного направления. Выделение складчатости такого типа предполагает смену северо-восточного — юго-западного тренда сжатия, продольного к протиранию общей картируемой структуры района, на северо-западный — юго-восточный. Обнаруженный нами структурный парагенезис, свидетельствующий о субгоризонтальном пластическом течении, не подтверждает предложенной В. В. Эзом и его коллегами модели развития структуры Приольхонья и открывает возможность для обсуждения вопроса о проявлении здесь покровной тектоники и механизмов деформации аллохтонных пластин на ранней и поздней стадиях прогрессивно-зонального метаморфизма.

Геометрические аспекты надвиговых систем и связанных с ними структурных парагенезисов неоднократно обсуждались в литературе. Многочисленные примеры исследований метаморфических толщ, вовлеченных в синметаморфическое надвигообразование, показывают сложные геометрические соотношения между ориентировкой шарниров складок и поперечной линейности, возникающих в ходе прогрессивных горизонтальных деформаций. Вследствие резкого азимутального несовпадения ориентировок сингенетичных складок и линейности формальное применение классических постулатов структурной геологии, основанных на выделении этапов наложенных деформаций по отдельно взятым мелким складкам или по системам их ориентировки без взаимосвязи с линейностью растяжения, дает ложную картину о характере тектонических движений. Особенно сложным в этом отношении является район Приольхонья, где покровные структуры сильно переработаны региональной системой синметаморфических сдвигов. И прежде чем обсуждать их соотношения, рассмотрим вначале особенности структурных парагенезисов в известных зонах палеозойского покровообразования и попытаемся сравнить эти данные с результатами наших исследований в Приольхонье.

В Южных Аппалачах в горах Голубого хребта метаморфические породы (зеленосланцевая — низкотемпературная эпидот-амфиболитовая фация) с возрастом 1,1 млрд. лет вместе с нижнепалеозойскими образованиями создают серию тектонических пластин. По данным Б. Брейана и Ж. Рида [6], соотношения сингенетичной складчатости и поперечной линейности различны в трех изученных ими соседних пластинах. В покрове Блю Ридж шарниры складок параллельны «а»-кинематической линейности и длинным осям галек конгломератов, которые располагаются параллельно линии транспорта покрова (T). В покрове Грэндфазер шарниры складок создают пояс по дуге большого круга с максимумом, параллельным «а»-линейности растяжения. В покрове Тэйблрок наблюдается сходная картина, но главные максимумы шарниров расположены симметрично к «а»-линейности под углом 45° . Если «а»-линейность во всех пластинах маркирует направление T , то складки имеют различные вариации по ориентировке шарниров,

обнаруживая тенденцию к переходу из ортогонального к параллельному положению относительно «а»-кинематического направления.

В Пальдерханском покрове Черных Гор (Франция), установившемся в вальсированную фазу тектогенеза, выявлено два главных этапа деформации [9]. На ранней стадии формируются крупные лежачие складки, шарниры которых вместе с параллельной им бороздчатостью ($S_1 \wedge S_0$), ориентированы перпендикулярно к линии T и параллельно фронту надвиговой зоны. При этом отмечается слабое растяжение окаменелых гастропод вдоль шарнирных зон, т. е. в «в»-кинематическом направлении, соответствующем оси λ_2 эллипсоида конечной деформации. Во вторую стадию в результате вращения в надвиговых плоскостях шарниры складок и бороздчатость стремятся расположиться параллельно линии перемещения покрова, в результате чего формируется поперечная складчатость. Длинные оси гастропод при этом также испытывают переориентировку и дополнительное растяжение, занимая конечное положение, параллельное T и совпадающее с осью λ_1 , т. е. с направлением растяжения в координатах эллипсоида конечной деформации.

В Лаксфордском и Калакском покровах Финмарка, метаморфизм которых соответствует мусковит-хлоритовой и эпидот-альмандиновой субфациям, Г. Виллямс [18] обнаружил тенденцию к изменению ориентировки шарниров ранних складок и бороздчатости ($S_1 \wedge S_0$) от положения, перпендикулярного к линии транспорта, до полного их параллелизма. При этом линия T маркируется линейностью «а»-типа, представленной структурами теней давления граната, растянутого в направлении L_1 .

Во всех рассмотренных случаях авторы приходят к единому заключению, что неоднородная ориентировка шарниров складок и их азимутальное несогласие с положением «а»-линейности являются не результатом смены ориентировки действующих сил, а следствием вращения, приводящем к параллелизму двух несовместимых направлений. Иными словами, «в»-кинетическая линейность путем вращения оказывается совмещенной с «а»-линейностью растяжения. При этом последняя является единственным надежным маркером траектории транспорта покровов, перемещение которых контролируется деформацией простого сдвига.

Сходную картину мы наблюдаем в Нутгейском покрове Приольхонья. Здесь стабильную ориентировку сохраняет лишь линейность растяжения L_1 , занимающая «а»-кинематическую позицию, в то время как шарниры ранних складок F_1 и бороздчатость ($S_1 \wedge S_0$) рассеиваются по дуге большого круга, создавая максимум, совпадающий с положением L_1 , подобно той картине, которая отмечается в пластине Грэндфазер в Южных Аппалачах. Многоликая картина несовместимости шарниров синнадвиговой складчатости с «а»-линейностью растяжения связана со многими факторами. Степень параллелизма шарниров складок с «а»-линейностью растяжения, а значит, и формирование поперечной складчатости внутри покровов определяются степенью деформации пород в режиме простого сдвига [14]. Кроме того, важно также и то, были ли однородны ориентировки шарниров складок в начальной стадии покровообразования, когда они занимали положение, перпендикулярное к линии транспорта. Многие исследователи указывают на то, что степень первичной неоднородности направлений шарниров синнадвиговых складок прямо зависит от того, насколько по-разному, были ориентированы оси частных эллипсоидов конечной деформации в пластах с разной реологией [18], или насколько неоднородным было течение, параллельное осевым поверхностям соседних складок [12]. При определенных условиях уже на ранней стадии складки могут иметь неоднородную ориентировку шарниров, что создает благоприятную ситуацию для их вращения в плоскости движения с тенденцией к параллелизму в направлении «а»-линейности. В Нутгейском покрове, структуру которого мы рассматриваем на примере деформации кварцитов, ориентировка шарниров складок F_1 , по-видимому, была в общем однородной, так как кварциты являются гомогенной средой; остальные типы пород интенсивно переработаны наложенной сланцеватостью S^2 и структуры надвигового этапа там практически не распознаются.

Но даже если складки F_1 на ранней стадии были ориентированы в целом однородно и параллельно λ_2 , то их вращение все равно могло начаться уже при незначительном их отклонении от угла 90° к направлению перемещения пластин. Сейчас мы можем представить лишь общую картину движений: шарниры ранних складок, ориентированные первоначально в направлении λ_2 эллипсоида деформации, испытывая вращение в главной плоскости тектонических перемещений $\lambda_1\lambda_2$, стремились расположиться в «а»-кинематическом направлении, параллельно λ_1 вдоль линейности растяжения. При этом линейность растяжения, лежащая в плоскости сланцеватости $S_1(\lambda_2)$, выступает в роли пассивного маркера деформации в течение всей истории тектонических перемещений. Это характерное для надвиговых деформаций поведение линейности растяжения полностью подтверждается распределением систем трансляции в решетке деформированного кварца.

Нужно отметить, что модель простого сдвига, использованная для объяснения механизма покровных деформаций, может быть применена и для расшифровки механизма собственно сдвигового этапа деформации D_2 , определяющего современный тектонический узор Приольхонья. Здесь существует косая «поперечная» линейность растяжения L_2 , создающая угол $\sim 45^\circ$ с главным максимумом шарниров F_2 и бороздчатости при их дополнительном рассеивании с тенденцией расположения по дуге большого круга. Косое положение линейности растяжения L_2 в крутых плоскостях сдвиговой сланцеватости S_2 , наложенных на субгоризонтально залегающий Нутгейский покров, позволяет предполагать здесь сдвиго-взбросовую (сбросовую) систему.

ВЫВОДЫ

В структуре метаморфических комплексов Приольхонья установлены следы двух тектонических событий, протекающих на фоне регионального прогрессивно-зонального метаморфизма.

В первую стадию, связанную с перемещением аллохтонной пластины в ходе всеобщей деформации, сопровождавшейся низкотемпературной перекристаллизацией пород, были сформированы лежащие изоклинальные складки F_1 . В ходе прогрессивной деформации они были сжаты и частично раздавлены вдоль плоскости тектонического транспорта, а шарниры испытали вращение с искажением первоначальных ориентировок вплоть до полного параллелизма с направлением движения. Траектория перемещения покровов маркируется линейностью растяжения «а»-кинематического типа, которая полностью согласуется с элементами внутрикристаллической трансляции и динамической рекристаллизации кварца. Перемещение покровов осуществлялось, по-видимому, с юго-востока на северо-запад.

Вторым тектоническим событием, последовавшим за покровообразованием, является формирование региональной системы субвертикальных сдвиговых зон и связанной с ними складчатости F_2 субширотного — северо-восточного плана, которые в условиях прогрессивного нарастающего метаморфизма (до силлиманитовой субфации) трансформируют первично покровную структуру с образованием системы крутоориентированных, чередующихся между собой макро- и микролитонов.

Литература

1. Бибикина Е. В., Карпенко С. Ф., Сумин Л. В., Кирилова Т. И., Ляликов А. В., Макаров В. А., Кориковский С. П., Федоровский В. С. U—Pb, Sm—Nd, Pb—Pb изохронный возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья. Л.: Наука, 1990.
2. Добрынецкая Л. Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989, 288 с.
3. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 170 с.
4. Миллер Ю. В. Структурная эволюция метаморфических комплексов: проблемы цикличности и генезиса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ИГД АН СССР, 1989. 48 с.

5. Федоровский В. С., Соколова Ю. Ф. Тектоника центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье)//Геотектоника. 1986. № 5. С. 54—71.
6. Bryant B., Reed J. C. Significance of lineation and minor folds near major thrust faults in the southern Appalachian and the British and Norwegian Galedonides//Geol. Mag. 1969. V. 106. P. 412—429.
7. Escher A., Watterson J. Stretching fabrics, folds and crustal shortening//Tectonophysics. 1974. V. 22. P. 223—231.
8. Green H. W., Griggs D. T., Christee J. M. Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregats//Experimental and natural rock deformation. Springer, 1970. P. 272—335.
9. Harris L. B., Burg J. P., Saunie S. Strain distribution within the Pardailhan nappe (Montagne Noire France) and structure of its basal thrust zone: implications for events associated with nappe emplacement//J. Struct. Geol. 1983. V. 5. N 3/4 P. 431—440.
10. Hooper P. R. The «a» lineation and the trend of the Caledonides of northern Norway//Nor. Geol. Tidsskr. 1968. V. 48. P. 261—268.
11. Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
12. Ramsay D. M., Sturt B. A. An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-cambrian rocks of Sörøy, Northern Norway//Tectonophysics. 1973. V. 18. N 1/2. P. 109—121.
13. Sander B. Petrofabrics and orogenesis//Amer. J. Sci. 1934. Ser. 5. V. 28. P. 37—50.
14. Sanderson D. J. The development of fold axes oblique to the regional trend//Tectonophysics. 1973. V. 16. P. 55—70.
15. Tullis J. A., Christie J. M., Griggs D. T. Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites//Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. P. 297—314.
16. Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
17. Voll G. New work on petrofabrics//Liverpool Manchester Geol. J. 1960. V. 2—3. P. 503—597.
18. Williams G. D. Rotation of contemporary folds into the X-direction during overthrust processes in Lakseford, Finmark//Tectonophysics. 1978. V. 48. P. 29—40.

Институт литосферы
РАН, Москва, 109180;
Геологический институт РАН,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
30.V.1990

УДК 551.24:551.72(571.5)

© 1992 г. ГУСЕВ Г. С., ПЕСКОВ А. И., СОКОЛОВ С. К.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА МУЙСКОГО СЕГМЕНТА
ПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА

На основе геологических и геохимических критериев доказываем островодужное происхождение вулканогенно-осадочных отложений килианской серии и интрузий муйского комплекса. Выделены небольшие фрагменты тектонически расчешуенных метаофиолитов, представленных метаморфизованными ультрабазитами, амфиболитами и метабазальто-сланцевой толщей. Современная структура Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса определяется серией тектонически сближенных и смятых палеостроводужных систем, а составе которых выделяются фрагменты вулканических дуг, аккреционных призм, представленных метаофиолитами преддуговых и задуговых бассейнов. Формирование Байкало-Витимского пояса, согласно предложенной модели, происходило в течение нескольких стадий: континентального рифта, океанической, субдукционной, островодужной и коллизионной.

Gusev G. S., Peskov A. I., Sokolov S. K. Paleogeodynamics of the Muysk segment of the Proterozoic Baikalo-Vitim belt. *Geotectonics*. 1992. № 2. The authors present geological and geochemical criteria in favour of the island arc origin of volcanic-sedimentary deposits of the Kilyan formation and the intrusions of the Muysk complex. Identified are small fragments of tectonically imbricated metaophiolites represented by metamorphosed ultramafics, amphibolites and by a layer of metabasaltic schists. The present-day structure of the Muysk segment is made up of a series of tectonically packed and crumpled paleoisland systems with fragments of volcanic arcs, accretionary prisms identified in them, the latter being represented by metaophiolites of forearc and backarc basins. The proposed model suggests that the formation of the Baikalo-Vitim belt took place in several stages: continental rifting, oceanic stage, subduction, island arc and collision stages.

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Витимский пояс, дугообразно вытянувшийся от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Витим, относится к внутренней части Байкальской горной области. В работе рассматривается северо-восточная часть пояса, или Муйский сегмент. В его строении участвуют разновозрастные докембрийские осадочно-вулканогенные комплексы, насыщенные многочисленными интрузивными телами от ультраосновного до кислого состава. Характерной особенностью Муйского сегмента является присутствие тектонических линз альпинотипных ультрабазитов. Протерозойские образования обрамляют Северо-Муйской, Южно-Муйской и других глыб и в свою очередь перекрываются венд-кембрийскими пестроцветными осадочными толщами. Степень метаморфизма протерозойских комплексов, как правило, соответствует зеленосланцевой фации, в отдельных зонах достигая эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [4, 18].

Тектоническая природа Муйского сегмента, как и всего Байкало-Витимского пояса, трактуется крайне неоднозначно. Л. И. Салопом [16] эти сооружения рассматривались в качестве эвгеосинклинальных. В 70—80-е годы стала активно развиваться концепция о «Байкало-Муйском офиолитовом поясе» как остатке древней океанической коры [3, 7, 9]. Эта концепция легла в основу широко распространенных представлений о рифтовой природе Байкало-Витимского пояса. При этом Н. Л. Добрецов [3] в качестве актуалистического аналога называет

рифт Красного моря, а В. С. Федоровским [18] разработана палеорифтовая модель в рамках концепции специфической геодинамики раннего докембрия. Л. Ф. Добржинская [4] отмечает значительные черты сходства Байкало-Витимского пояса с архейскими зеленокаменными поясами. Другая группа исследователей рассматривает его как древнюю зону конвергенции литосферных плит [1, 2, 13, 14].

Столь принципиальные расхождения в оценке природы пояса обусловлены, несомненно, помимо концептуальных разногласий авторов относительно слабой изученностью региона. В числе прочих региональных проблем наиболее остро стоит проблема возраста. Благодаря трансгрессивному залеганию на образованиях Байкало-Витимского пояса фаунистически охарактеризованных венд-кембрийских отложений ясно, что пояс — докембрийский. Достоверных данных для более точных датировок пока нет. Одна часть исследователей придерживается точки зрения о раннепротерозойском [1, 2, 16, 18], другая — о рифейском [3, 14] возрасте Байкало-Витимского пояса.

Работа основана на геологических и геохимических материалах, полученных при исследованиях нескольких опорных участков в среднем течении р. Витим (рис. 1, см. врезку). В статье использованы 87 анализов изверженных пород, которые представляют собой первые для исследуемого региона прецизионные данные по геохимии редких элементов. Силикатные анализы выполнены химическим методом (аналитик Л. П. Юрченкова, ИМГРЭ), определения микроэлементов — флюоресцентным рентгенорадиометрическим, рентгеноспектральным, инструментальным и радиохимическим нейтронно-активационными методами (С. М. Ляпунов, Б. В. Ермолаев и др., БГГЭ).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Киянская серия и муйский интрузивный комплекс. Вулканогенно-осадочные образования киянской серии и интрузии муйского комплекса играют определяющую роль в строении Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса. Наиболее полные разрезы отложений киянской серии развиты в Мамаканской зоне (15)¹ и Каралонской подзоне (11) Каралано-Шаманской зоны. Разрезы этих зон имеют сходное трехчленное строение. Нижняя толща (1500—4000 м) состоит преимущественно из metabазальтов и андезитобазальтов, переслаивающихся с кислыми лавами. Средняя толща (1500—2500 м) сложена туфами среднего и кислого состава, метатUFFитами, туфогравелитами, туфоалевролитами с редкими покровами метаэффузивов. Верхняя толща (1000—1600 м) представлена в основном metabазальтами с покровами кислых лав, прослоями метатUFFов, метатUFFитов и осадочных пород. Максимальная мощность разрезов киянской серии достигает 7,5 км.

В подзонах обрамления архейской Муйской глыбы мощность отложений серии сокращается и одновременно увеличивается роль обломочных пород. В Каменской подзоне (9) Каралано-Шаманской зоны развиты отложения первых двух толщ. В Киянской подзоне (1) Кияно-Тулдунской зоны отмечаются аналоги средней и верхней толщ. В Тулдунской подзоне (2) той же зоны, а также в чехле Северо-Муйской зоны киянская серия представлена преимущественно туфогенно-осадочными отложениями.

Образования киянской серии в целом характеризуются резкой фациальной изменчивостью, в их составе отмечаются как грубообломочные мелководные, так и относительно глубоководные фации. Метаэффузивы очень часто характеризуются порфиоровыми структурами и крупноминдалекаменными текстурами. Иногда встречаются покровы пиллоу-лав (Каралонская подзона и Мамаканская зона) и гиалокластитов (Киянская подзона) [А. З. Конилов и др., 1986 г.],

¹Здесь и далее названия зон и подзон и цифры в скобках соответствуют цифрам в кружках на схеме рис. 1. Ссылка на рис. 1 опускается.

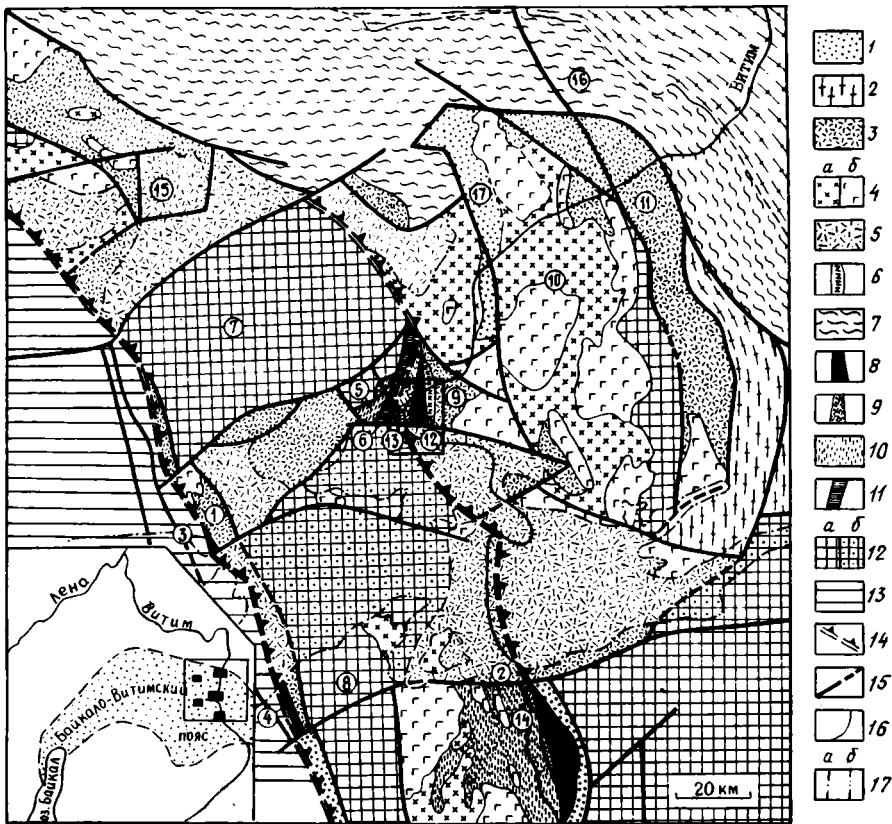


Рис. 1. Геодинамическая схема Муьского сегмента Байкало-Витимского пояса
 1—11 — протерозойские геодинамические комплексы: 1 — постколлизийные (терригенные и терригенно-вулканогенные отложения падринской серии, самодуровской и тулуинской свит), 2 — коллизийные (гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса); 3—5 — островодужные: — вулканогенно-осадочные отложения клянской серии, 4 — плутонические: тоналиты и плагиограниты (а) и габброиды (б) муьского комплекса, 5 — скрытые под чехлом наложенных впадин, 6 — преддугового прогиба (вулканогенно-глинисто-карбонатные турбидиты), 7 — задугового бассейна (терригенно-карбонатные флишеидные отложения делюн-уранской серии), 8, 9 — океанические (8 — метаморфизованные мантийные ультрабазиты парамского комплекса, 9 — образования океанической коры: амфиболиты, metabазальты, углеродисто-кремнистые и глинисто-карбонатные метасадки надпорожной толщи), 10 — шельфа пассивной окраины и подножия континента (терригенно-карбонатные отложения парамской и усойской серий), 11 — континентальных рифтов (осадочно-вулканогенные образования усть-парамской толщи); 12 — выступы фундамента архейских микроконтинентов: а — выходящие на поверхность, б — погребенные под чехлом кайнозойских впадин, 13 — вулканоплутонические образования неясной геодинамической природы (комплексы активной окраины континента?); 14 — сутуры; 15 — прочие швы; 16 — геологические границы; 17 — контуры наложенных впадин: а — кайнозойских, б — вендо-кембрийских. Цифры на схеме — зоны и подзоны (названия см. в тексте). Прямоугольником на рисунке показано местоположение рис. 3. На врезке прямоугольником показаны контуры рис. 1, черные прямоугольнички — участки детальных работ

Широко распространены туфогенные и вулканомиктовые породы с флишеидно-турбидитными текстурами.

Относительно формационного состава метавулканитов клянской серии существуют разноречивые мнения. Наиболее широко распространена точка зрения о принадлежности их к контрастной базальт-риолитовой формации. Если принимать во внимание только собственно метаэффузивы, то с этим тезисом можно было бы согласиться, хотя надо отметить, что контрастность несколько смазывается за счет присутствия некоторого количества эффузивов среднего

Средние составы магматических пород Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса

Компонент	Островодужный комплекс				Океанический (офиолитовый) комплекс						
	метабаазальты кильянской серии			метабазальты муйского комплекса	метабаазальты		амфиболиты Над-порожного массива			ультрабаазиты Парамского массива	
	известково-щелочные	толеитовые	высокотитанистые		переходные	обогащенные	амфиболитизированные габбро-диабазы	умеренно-титанистые	высокотитанистые	дуниты	гарцбургиты
SiO ₂	50,80	49,60	52,02	46,26	47,40	47,80	41,87	45,99	43,33	40,80	43,30
TiO ₂	1,03	0,86	1,61	1,03	1,59	1,90	2,05	1,08	2,36	0,037	0,064
Al ₂ O ₃	18,20	15,92	16,34	16,93	15,51	16,34	17,84	13,57	16,15	1,49	2,10
Fe ₂ O ₃	3,10	3,92	4,33	5,50	3,10	3,98	4,06	3,57	3,80	4,71	4,76
FeO	6,11	5,84	5,43	4,74	9,00	7,77	8,92	9,95	9,74	3,88	3,61
MgO	5,08	6,85	5,27	6,97	6,80	5,29	8,54	10,47	6,63	47,73	44,56
Na ₂ O	3,05	2,95	2,91	2,40	2,41	2,76	1,90	2,15	2,29	0,063	0,074
K ₂ O	0,69	0,33	0,50	0,37	0,28	0,45	0,37	0,51	0,44	0,020	0,038
P ₂ O ₅	0,36	0,21	0,38	0,17	0,29	0,41	0,33	0,29	0,42	0,12	0,25
Rb	11,4	7,1	11,9	11,7	6,3	10,9	5,0	2,7	6,4	<1	<1
Sr	510	250	210	690	220	320	310	120	340	<5	<5
Ba	150	130	170	180	64	140	61	43	77	<7	<7
Zr	89	51	110	35	110	160	110	79	160	1,8	1,0
Nb	2,8	1,5	2,6	1,1	5,6	11	5,4	4,2	6,8	0,23	0,26
Y	19,5	24	35	10,6	29	28	24	16,6	30	<5	<5
Hf	2,2	2,8	3,2	1,1	2,9	4,2	3,4	2,9	4,6	0,5	0,5
Cr	44	110	43	140	290	240	430	410	220	3100	3600
Ni	23	59	15	68	120	100	150	240	120	2400	2200
Co	28	33	29	38	48	41	54	48	56	140	110
Y	300	270	400	280	450	430	510	340	590	35	36
Sc	35	41	43	51	50	39	47	50	52	8,6	11
La	9,1	3,5	6,9	3,0	8,7	17	7,8	5,8	12,2	0,20	0,14
Ce	23	9,5	18	8,2	21	38	19	14	29	0,51	0,34
Sm	3,7	2,3	4,5	1,8	4,6	6,3	4,5	3,4	6,2	0,05	0,03
Eu	1,1	0,83	1,4	0,72	1,4	1,9	1,6	0,89	1,85	0,016	0,009
Tb	0,70	0,61	1,0	0,30	0,94	1,0	0,90	0,56	1,05	0,01	0,01
Yb	2,6	2,3	3,8	0,98	3,3	2,9	2,4	2,5	3,1	0,050	0,040
Lu	0,39	0,38	0,03	0,16	0,51	0,45	0,37	0,39	0,49	0,0095	0,0076
Rb/Sr	0,022	0,028	0,056	0,017	0,028	0,034	0,016	0,023	0,019	—	—
Ni/Co	0,82	1,8	0,52	1,8	2,5	2,4	2,8	5,0	2,1	17	20
Ti/Zr	69	100	88	180	87	71	110	82	89	120	380
Zr/Y	4,6	2,1	3,1	3,3	3,8	5,7	4,6	4,8	5,3	—	—
Y/Nb	7,0	16	13	9,6	5,2	2,5	4,4	4,0	4,4	—	—
Ba/La	16	37	25	60	7,4	8,2	7,8	7,4	6,3	—	—
LaN/YbN	2,0	0,86	1,0	1,7	1,5	3,3	1,8	1,3	2,2	2,3	2,0
n	10	6	6	8	13	17	3	4	6	3	5

Примечание. Содержания окислов даны в мас. % (ультрабаазиты — в пересчете на сухой остаток), элементов — в г/т; LaN и YbN — нормированные по хондриту содержания; n — количество образцов.

состава, а также ярко выраженного боуэнзовского тренда дифференциации. Если же рассматривать кильянскую серию в целом, учитывая широкое развитие в ее составе туфов андезитов и андезитодацитов, то следует признать принад-

лежность ее к последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой ассоциации.

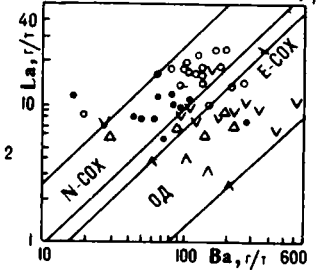
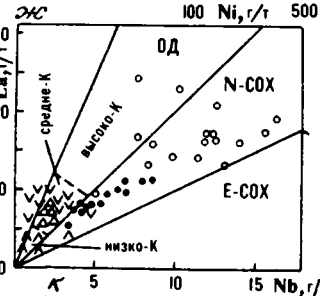
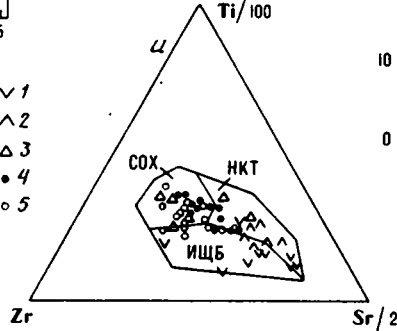
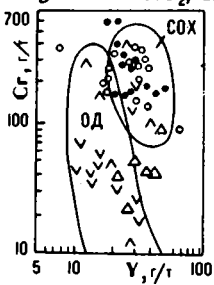
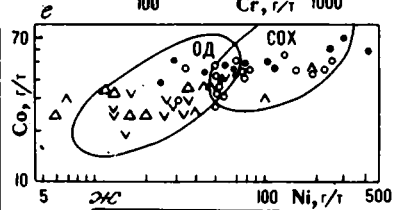
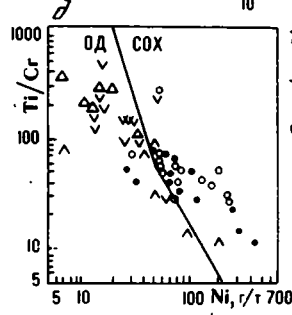
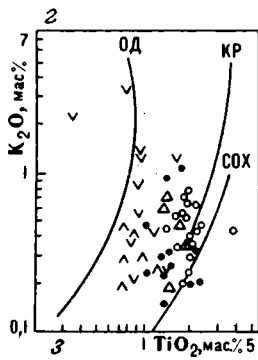
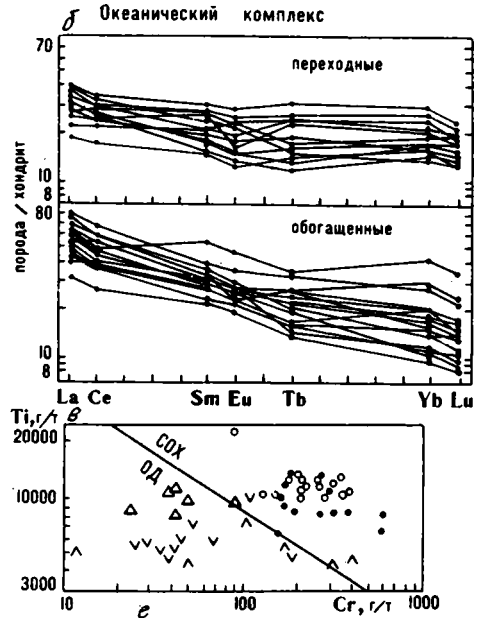
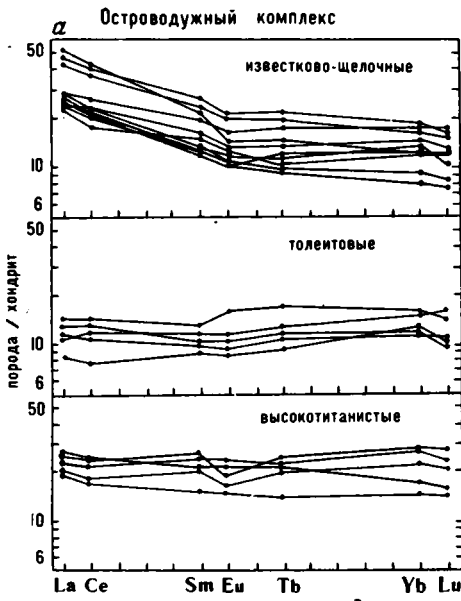
Характерной особенностью вулканитов киянской серии является их тесная взаимосвязь с интрузиями муйского комплекса габбро-тоналит-плагиогранитного состава. Генетическое родство вулканитов и интрузивов доказывается тесной пространственной взаимосвязью, сходством минерального состава и вторичных изменений, наличием переходных субвулканических фаций. Метагабброиды, тоналиты и гранитоиды образуют крупные массивы, занимающие иногда целиком территорию подзона (Талланская подзона (10) Каралоно-Шаманской зоны). Широко развиты дайки, силлы, штоки и другие малые тела.

Геохимический анализ. При изучении геохимии метаэффузивов киянской серии основное внимание было уделено наиболее информативным с точки зрения петрогенезиса породам — metabазальтам. По геохимическим параметрам изученные metabазальты разделились на три группы (петрохимические серии): известково-щелочную, толеитовую и высокотитанистую толеитовую (таблица). Первые две развиты во всех исследованных подзонах, причем известково-щелочные metabазальты преобладают в Тулдунской и Каменской подзонах, толеитовые — в Каралонской, а высокотитанистые обнаружены только в Каралонской подзоне.

Известково-щелочные metabазальты относятся к высокоглиноземистым низкотитанистым сериям нормальной щелочности натрового и калий-натрового типа. Они отличаются повышенными содержаниями Rb и Sr, пониженными — Zr, Nb, Y, Hf, Cr, Ni, Co, Sc при низких отношениях Ni/Co, Ti/Zr и умеренных — Zr/Y, Y/Nb, Ba/La (см. табл.). Составы РЗЭ характеризуются умеренно обогащенными трендами при 25—50-кратном обогащении относительно хондрита легкими лантаноидами и 8—20-кратном — тяжелыми с очень слабо проявленным европиевым минимумом (рис. 2, а). На всех дискриминационных диаграммах (см. рис. 2, в—к) фигуративные точки данных metabазальтов тяготеют к полям и трендам базальтов островных дуг. По содержаниям практически всех элементов они удивительно близки к составам базальтов позднекайнозойской высокоглиноземистой серии Камчатки, миоценовых базальтов Западно-Марианского хребта, современных базальтов Марианской островной дуги [15] и других известково-щелочных серий островных дуг.

Толеитовые metabазальты относятся к умеренно- и высокоглиноземистым низкотитанистым сериям нормальной щелочности ярко выраженного натрового типа (см. таблицу) с толеитовым типом дифференциации. Metабазальты данной серии характеризуются умеренными содержаниями Sr и Ba, низкими — Y и Hf и очень низкими — Zr и Nb при умеренных отношениях Ti/Zr и высоких — Y/Nb и Ba/La. Концентрации Cr, Ni и Co при широком разбросе значений в среднем выше, чем в metabазальтах известково-щелочной серии, но не достигают уровня океанических базальтов. Суммарное содержание РЗЭ в metabазальтах толеитовой серии минимально по сравнению со всеми остальными выделенными типами metabазальтов. Тренды распределения — от недифференцированных до слабоистощенных легкими лантаноидами при 10-кратном, в среднем, обогащении относительно хондритового стандарта. Перечисленные геохимические особенности чрезвычайно характерны для базальтов островных дуг, и в частности

Рис. 2. Геохимические диаграммы для metabазальтов островодужного и океанического комплексов Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса: а, б — нормированное по хондриту распределение РЗЭ, в — титан — хром, г — окись калия — окись титана, д — титан/хром — никель, е — кобальт — никель, ж — лантан — ниобий, з — хром — иттрий, и — цирконий — титан — стронций, к — лантан — барий. 1—5 — фигуративные точки составов базальтов: 1 — 3 — островодужного комплекса (1 — известково-щелочных, 2 — толеитовых, 3 — высокотитанистых), 4, 5 — океанического комплекса (4 — переходных, 5 — обогащенных). Буквы на диаграммах — тренды и поля базальтов различных геодинамических обстановок (по Л. Беккалуве и др., О. А. Богатикову и др., Б. Г. Лутцу, Дж. Пирсу и др., Дж. Пирсу и Дж. Канну, Дж. Гиллу): ОД — островных дуг (ИЩБ — известково-щелочных базальтов, НКТ — низкокальциевых толеитов), КР — континентальных рифтов, СОХ — срединно-океанических хребтов (N-COX — N-типа, E-COX — E-типа)



для толеитовых островодужных серий. Геохимическими аналогами рассматриваемых метабазальтов являются толеитовые серии Марианской, Идзу-Бонинской, Яп и Палау [15] и других современных островных дуг.

Высокотитанистые метабазальты и андезитобазальты принадлежат к умеренно-высокоглиноземистым толеитовым сериям нормальной щелочности натрового типа. Они резко отличаются от описанных выше метабазальтов повышенными «океаническими» концентрациями TiO_2 , Y, Zr, Hf при тем не менее низких «островодужных» содержаниях Nb, Cr, Ni, Co, а также пониженных отношениях Ti/Zr и Zr/Y , очень низких Ni/Co и высоких — Y/Nb и Ba/La (см. таблицу). Составы РЗЭ характеризуются субгоризонтальными трендами при 20-кратном в среднем уровне обогащенности относительно состава хондрита (см. рис. 2, а). Таким образом, геохимический спектр рассматриваемых метабазальтов обнаруживает сочетание типично «островодужных» и «океанических» особенностей. Базальты с подобными характеристиками, по А. Д. Сондерсу и Дж. Тарни [17], образуются в задуговых бассейнах растяжения. Наиболее близкими современными аналогами высокотитанистых метабазальтоидов являются базальты и андезитобазальты о-ва Десеппин пролива Брансфилд [22].

Офиолитовая ассоциация. Попытки выделения офиолитовой ассоциации в пределах Байкало-Витимского пояса предпринимались неоднократно [3, 7, 9 и др.], развивались представления о протяженном Байкало-Муйском офиолитовом поясе. В качестве опорных разрезов офиолитовой ассоциации принимались разрезы габбро-перидотитовых и амфиболитовых комплексов Северного Прибайкалья. Полученные выводы экстраполировались на территорию Муйского сегмента, при этом в состав офиолитов включались вулканогенно-осадочные отложения киянской серии и интрузии муйского комплекса.

Особо подчеркнем, что, по нашим представлениям, фрагменты разрезов метаофиолитовой ассоциации в Муйском сегменте вскрываются не в виде протяженного «офиолитового пояса», а в небольших тектонически расчлененных блоках во фронтальных частях реликтов островных дуг.

Наиболее полный разрез развит в Усть-Парамской подзоне (13) Каралонно-Шаманской зоны. В Шаманской подзоне (14) кроме перидотитов Шаманского массива обнаружена только маломощная (50—60 м) пачка амфиболитов и метабазальтов. В Усть-Киянской подзоне (3) вскрываются только ультрабазиты, Молодежная подзона (4) Кияно-Тулдунской зоны выделена по литературным данным.

Метаофиолиты Усть-Парамской подзоны вскрываются в бассейне р. Витим на площади около 60 км² в виде пакета тектонических чешуй (рис. 3) и представлены серпентинизированным дунит-гарцбургитовым комплексом Парамского массива, амфиболитами Надпорожного массива и стратифицированными образованиями метабазальтово-сланцевой надпорожной толщи.

Надпорожная метабазальтово-сланцевая толща, залегающая в виде узкого тектонического клина западнее Парамского массива, ранее включалась в состав киянской, нелиндинской или парамской серий [4, 16, 18, Л. В. Травин и др., 1984 г.]. Разрез южного сегмента тектонического клина мощностью около 1100 м условно разделяется на три пачки. Нижняя пачка (500 м) сложена монотонными зелеными сланцами (метабазальтами): средняя (300 м) представлена переслаиванием метабазальтов и осадочных пород; и завершается разрез пачкой преимущественно метаосадков (300 м). Разрезы северного сегмента сложены теми же породами мощностью 300—600 м (см. рис. 3).

Метабазальты представляют собой зеленые сланцы с определяющим парагенезисом эпидот — хлорит — амфибол — альбит+кварц. Породы обычно сильно рассланцованы, преобладают метаморфические микроструктуры. Несмотря на это, апобазальтовая природа их устанавливается довольно уверенно. Макроскопически часто бывают различимы реликты мелких вкрапленников плагиоклаза, встречаются также мелкие миндалины, реликты шаровой и канатной отдельности.

Под микроскопом иногда можно увидеть лейсты плагиоклаза, замещенные альбитом.

Среди метаосадочных пород преобладают темно-серые и черные микрослоистые кварцито-сланцы, которые, судя по структурно-текстурным особенностям, представляют собой метаморфизованные углеродисто-кремнистые осадки. Кроме того, встречаются прослои хлоритовых, хлорит-карбонатных, биотит-хлорит-актинолитовых и других сланцев, а также серых микрослоистых известняков. Грубо-обломочные фации не отмечались.

По петрогеохимическим характеристикам метабазалты офиолитовой ассоциации разделились на две группы, условно названные «переходными» и «обогащенными» (см. таблицу). Те и другие находятся в разрезе в нормальном переслаивании без видимых закономерностей.

Оба типа метабазалтов относятся к умеренно глиноземистым, умеренно титанистым, высокожелезистым сериям нормальной щелочности натрового типа с отчетливо выраженным феннеровским типом дифференциации. Ни в одном из 30 проанализированных образцов содержание SiO_2 не превышает 52%. Переходные метабазалты имеют относительно пониженные концентрации Rb, Sr и Ba, чем явно отличаются от метабазалтов киянской серии. Обогащенные по этим показателям близки к последним. Но оба типа метабазалтов офиолитовой ассоциации резко отличаются от киянских высокими «океаническими» содержаниями Cr, Ni, Co, Ti, Zr, Y, Nb, Hf при высоких отношениях Ni/Co и низких — Y/Nb и Ba/La (см. таблицу).

Суммарное содержание РЗЭ в офиолитовых метабазалтах значительно выше, чем в островодужных метабазалтах киянской серии, что является важным генетическим признаком океанических базальтов. Переходные метабазалты характеризуются пологими трендами распределения лантаноидов при 20—30-кратном обогащении по отношению к хондриту, а обогащенные отличаются дифференцированными трендами при 40—80-кратном обогащении легкими РЗЭ и 10—20-кратном — тяжелыми (см. рис. 2, б).

Таким образом, метабазалты офиолитовой ассоциации в отличие от метабазалтов киянской серии характеризуются типично «океаническими» геохимическими параметрами (см. рис. 2, в—к). Однако полной аналогии с «примитивными» океаническими базальтами нет. Если по составу петрогенных, совместимых и высокозарядных несовместимых элементов офиолитовые метабазалты очень близки к N-базальтам СОХ, то по содержаниям крупноионных литофильных элементов, в том числе ЛРЗЭ, они ближе к океаническим базальтам T- и E-типов. В качестве наиболее близких современных аналогов можно назвать обогащенные базальты Америко-Антарктического хребта [20], океанических островов [12] и др. Очень похожие базальты известны в задуговом море Скоша [12].

Амфиболиты слагают небольшой (длиной около 10 км и шириной от 100 м до 1 км) Надпорожный массив, расположенный к западу от Парамского ультрабазитового массива. Надпорожный массив представляет собой тектоническую пластину, в южной части вклинившуюся между двумя метабазальтово-сланцевыми офиолитовыми пластинами, а в северной — пододвинутую под ультрабазиты Парамского массива (см. рис. 3).

Большая часть массива сложена полосчатыми и массивными амфиболитами, почти полностью утратившими признаки первичной структуры. Кроме основного этапа преобразований — регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, широко проявлены процессы диафтореза, милонитизации и катаклаза. Очень редко в амфиболитах можно наблюдать реликты первично магматических структур: офиолитовой, сидеронитовой, кумулятивной, псевдоморфозы амфибола по пироксенам.

В восточной части Надпорожного массива обособляется небольшая линза, сложенная относительно менее метаморфизованными породами, в которых чаще сохраняются реликты офиолитовой структуры. Эти породы мы называем амфибо-

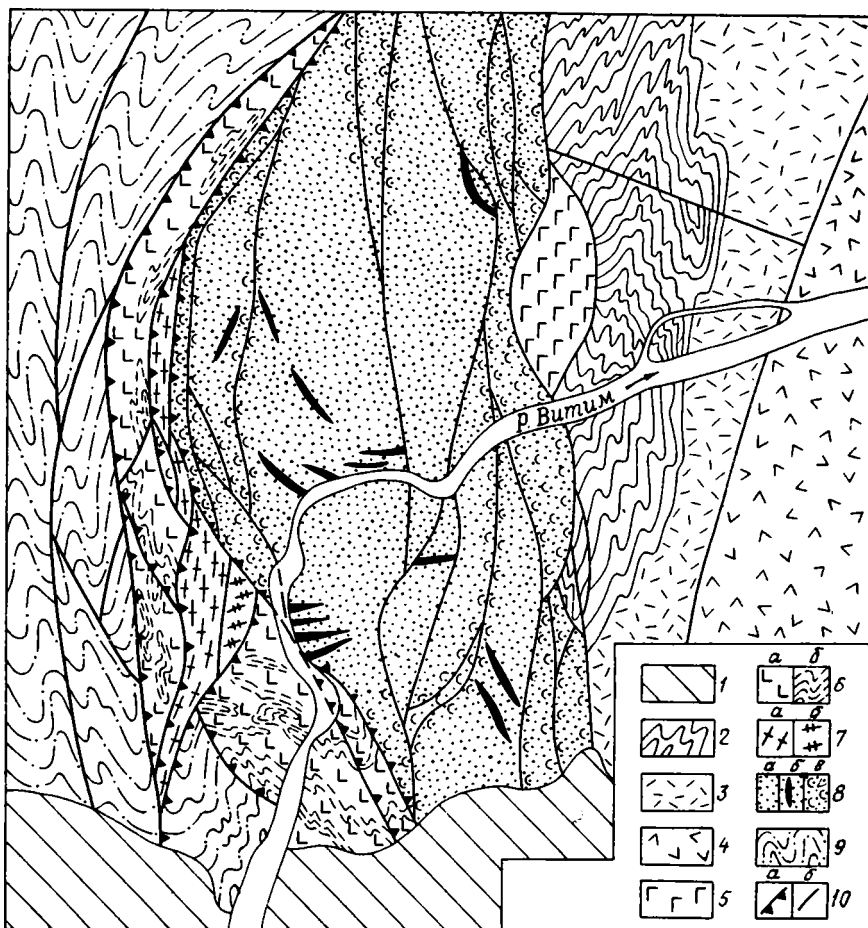


Рис. 3. Геологическая схема района Парамского массива (см. рис. 1). Составлена с использованием материалов Л. Ф. Добржинецкой. 1 — четвертичные отложения; 2—4 — вулканогенно-осадочные образования кильанской серии: 2 — слабо метаморфизованные туфогенно-глинисто-карбонатные отложения Пановского преддугового прогиба, 3, 4 — осадочно-вулканогенные отложения Каралоно-Шаманской вулканической дуги (3 — дациты, риолиты, туфы, туффиты, вулканомиктовые породы, 4 — преимущественно метабазалты и андезитобазалты); 5 — габброиды муйского комплекса; 6—8 — офиолитовая ассоциация: 6 — метабазальтово-сланцевая надпорожная толща (а — рассланцованные метабазалты, б — углеродисто-кремнистые и глинисто-карбонатные сланцы), 7 — амфиболиты (а) и амфиболизированные габбро-диабазы (б) Надпорожного массива, — ультрабазиты Парамского массива: а — гарцбургиты, б — дуниты, в — серпентиниты; 9 — отложения усть-парамской толщи (метабазалты, метариолиты, пестроцветные мраморы, туфы, туфогравелиты, туфоконгломераты); 10 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — прочие

лизированными габбро-диабазами. В отличие от полосчатых амфиболитов основной части массива эти породы характеризуются совершенно иными текстурными формами типа линейности. Кроме того, если простирание полосчатости амфиболитов параллельно общему простиранию массива, то простирание линейности в амфиболизированных габбро-диабазках почти перпендикулярно к тому и другому.

При изучении состава амфиболитов и амфиболизированных габбро-диабазов обращает на себя внимание их значительное сходство с рассмотренными выше метабазалтами офиолитовой ассоциации (см. таблицу). Некоторое отличие заключается только в пониженных концентрациях кремнезема и щелочей, что может быть обусловлено их высокой подвижностью в процессе вторичных из-

менений. В составе амфиболитов намечается два геохимически контрастных типа: умеренно- и высокотитанистые (см. таблицу). Соотношения MgO, Cr, Ni, FeO, V, TiO₂ и других элементов свидетельствуют о происхождении протолитов этих пород из единого источника в процессе эволюции расплава толеитового типа.

По петрохимическому, минеральному составу и структурно-текстурным особенностям амфиболиты Надпорожного массива очень напоминают амфиболиты хребта Палмер Атлантического океана [5], разломной зоны Элтанин Тихого океана [6] и особенно хребта Ширшова (Тихий океан) [8]. В составе последних по геохимическим характеристикам выделяются те же два типа: высоко- и умеренно титанистые.

К метаморфизованным ультрабазитам в Усть-Парамской подзоне относятся серпентинизированные гарцбургиты и дуниты Парамского массива, представляющего собой бескорневую линзу, внедренную в верхние горизонты земной коры тектоническим путем. Парамские ультрабазиты — это один из немногих в рассматриваемом регионе комплексов, относительно формационной принадлежности которых нет особых разногласий. Всеми исследователями они относятся к альпинотипным ультрабазитам. Л. Ф. Добржинецкая [4], несмотря на вывод о сходстве Байкало-Витимского пояса с архейскими зеленокаменными поясами, относительно парамских ультрабазитов тем не менее замечает, что они по своим структурным особенностям и вещественному составу удивительно похожи на гипербазиты океанов и фанерозойских офиолитовых поясов.

Аналогичный вывод получен нами по результатам геохимического анализа. Судя по очень низким содержаниям литофильных элементов, а также легкоплавких Y и Fe, высоким концентрациям тугоплавких MgO, Cr, Ni, Co (см. таблицу), ультрабазиты Парамского массива очень близки к дунит-гарцбургитовым комплексам офиолитов Бей-оф-Айленд, Ред-Маунтин и др. [10]. В распределении РЗЭ отмечается V-образный тренд, характерный для всех альпинотипных ультрабазитов. Наиболее близким геохимическим аналогом парамских гипербазитов по составу редких земель являются перидотиты офиолитовой ассоциации Семайл в Омане [21].

ОБСУЖДЕНИЕ

Суммируя сказанное выше, еще раз отметим основные особенности вулканогенно-осадочных образований килианской серии: 1) сходство по набору пород и петрохимическим признакам с последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой ассоциацией; 2) резкая фациальная изменчивость, присутствие как относительно глубоководных, так и грубообломочных мелководных фаций; 3) широкое развитие пирокластики, в том числе туфов андезитового состава; 4) наличие мощных толщ и пачек вулканомиктовых терригенных пород; 5) флишоидно-турбидитные и подводно-оползневые текстуры в туфогенно-осадочных породах, шаровые и крупноминдалекаменные текстуры в лавах; 6) значительная мощность (до 7 км) наиболее полных разрезов; 7) тесная генетическая взаимосвязь с габбро-тоналит-плагиигранитными интрузиями.

Такой набор признаков, по нашему мнению, дает все основания для предположения о формировании отложений килианской серии в геодинамических условиях островных дуг. Альтернативными по отношению к островодужной модели, как отмечалось во введении, являются рифтовые модели. Однако они во многих аспектах представляются нам значительно более уязвимыми. Так, модели океанического рифта явно противоречит формационный состав килианской серии (значительное количество кислых эффузивов и пирокластики среднего и кислого состава). В рамках модели континентального рифта невозможно объяснить присутствие метаофиолитов. Еще раз подчеркнем, что и геохимические данные свидетельствуют о поразительном сходстве килианских metabазальтов с базальтовыми сериями современных островных дуг. Немаловажным обстоятельством является также то, что остальные структурно-вещественные комплексы Муйского

сегмента легко вписываются в рамки островодужной модели, образуя закономерные латеральные ряды палеокомплексов древней зоны перехода континент — океан (см. ниже).

В этом аспекте очень важную роль играет факт присутствия в рассматриваемом районе офиолитов. Обсудим детально эту проблему.

Сходство парамских ультрабазитов с альпинотипными перидотитами, как уже отмечалось, — общепризнанный факт. Однако интерпретация их в качестве комплекса основания разреза океанической коры не пользовалась популярностью в связи с видимым отсутствием остальных членов офиолитовой ассоциации. В случае их обнаружения парамские гипербазиты естественно занимают свое «законное» место в основании офиолитового разреза. К таким недостающим звеньям офиолитовой ассоциации, по мнению авторов, вполне можно отнести metabазальтово-сланцевую надпорожную толщу и амфиболиты Надпорожного массива.

Надпорожная metabазальтово-сланцевая толща Усть-Парамской подзоны, как показано выше, по целому ряду геолого-геохимических параметров очень близка к верхним частям разрезов палеоокеанической коры (слои 1 и 2). Относительная обогащенность metabазальтов толщи некоторыми литофильными элементами, в том числе легкими РЗЭ, может быть обусловлена двумя причинами: 1) формированием их не в большом, а в малом задуговом океаническом бассейне; 2) неистощенностью древней мантии. В связи с последним заметим, что, насколько известно авторам, базальты типа *N-MORB* для раннедокембрийских офиолитов не характерны.

Важным моментом при реконструкции офиолитового разреза представляется установление первичной природы амфиболитов Надпорожного массива. В этом аспекте уже сам факт их сходства с амфиболитами современных океанов достаточно красноречив. А генезис океанических амфиболитов многие геологи связывают с динамотермиальной переработкой габброидов: кумулятивных серий, верхних габбро и габбро-диабазов [5, 6, 8]. Учитывая это обстоятельство, а также наличие реликтовых структур (см. выше), геохимическое сходство амфиболитов и metabазальтов надпорожной толщи, более высокую степень метаморфизма первых по сравнению со вторыми, мы полагаем, что данные амфиболиты представляют собой сильно метаморфизованные офиолитовые габбро верхнего уровня.

Особого внимания заслуживают амфиболитизированные габбро-диабазы восточной части Надпорожного массива. В процессе детальных полевых исследований нами здесь были обнаружены структуры, очень напоминающие пакеты полудак классических комплексов параллельных даек. Изменения химического состава от краевых микрокристаллических зон к центральным полнокристаллическим зонам «полудак» очень близки к таковым, описанным В. В. Коптевой с соавторами [11] в плагиофировых дайках офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии. Однако прямых доказательств существования дайкового комплекса, т. е. характерных для параллельных даек микроструктурных особенностей центральных и краевых зон, вследствие сильной динамотермальной переработки пород обнаружить не удалось, несмотря на тщательное изучение большого количества серий шлифов. Следовательно, проблема дайкового комплекса в офиолитах Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса остается открытой, хотя принципиальная важность ее вполне понятна. Попутно заметим, что комплекс параллельных даек одной из древнейших (1,96 млрд. лет) классических офиолитовых ассоциаций Йорума (сланцевый пояс Кайнуу Финляндии) также метаморфизован в амфиболитовой фации [19].

Таким образом, несмотря на некоторые спорные или нерешенные вопросы, можно считать, что описанная последовательность комплексов: метаморфизованные ультрабазиты — амфиболиты (метабазброиды верхнего уровня) — metabазальты и глубоководные метаосадки — по многим геологическим и геохими-

ческим признакам очень близка к классическим разрезам фанерозойских офиолитов и коры современных океанов.

Суммируя сказанное выше, можно констатировать, что в Муйском сегменте Байкало-Витимского пояса выделяются структурно-вещественные комплексы, которые достаточно обоснованно интерпретируются как океанический и островодужный палеогеодинамические комплексы. Основное внимание этим палеокомплексам в настоящей работе уделено было, естественно, не случайно. Океанический и островодужный палеогеодинамические комплексы, безусловно, являются важнейшими комплексами-индикаторами для расшифровки палеогеодинамики структур, поскольку первый свидетельствует о раскрытии бассейна до океанической стадии, а второй — о достижении стадии зрелого океана. Само наличие этих комплексов и сходство их с фанерозойскими аналогами представляется достаточным основанием для вывода о правомерности актуалистического анализа и разработки плитотектонической модели эволюции исследуемого региона.

В результате анализа латеральных закономерностей строения в Муйском сегменте Байкало-Витимского пояса можно выделить фрагменты трех тектонически близких и смятых палеоостроводужных систем: Килияно-Тулдунской, Каралоно-Шаманской и Мамаканской (см. рис. 1). Первые две простираются параллельно в северо-западном направлении, третья является их западным продолжением. Границами между палеоостроводужными системами служат сутуры, выраженные крупными зонами разломов и маркируемые выходами офиолитов. Сутуры представляют собой преобразованные во время коллизии палеозоны субдукции. Офиолиты входили в состав аккреционных призм островных дуг и в процессе коллизии были выведены на поверхность.

В строении Килияно-Тулдунской палеоостроводужной системы выделяются фрагменты аккреционных призм (офиолиты Усть-Килианской (3) и Молодежной (4) подзон (см. рис. 1), собственно вулканической дуги (Килианская (1) и Тулдунская (2) подзоны, см. рис. 1), а также выступы континентального основания дуги (подзоны (5—8), см. рис. 1).

В составе Каралоно-Шаманской палеоостроводужной системы, кроме аккреционных призм, представленных офиолитами Усть-Парамской (13) и Шаманской (14) подзон обособляются фрагменты фронтальной, центральной и тыловой частей дуги. Фронтальная и тыловая части сложены вулканогенно-осадочными образованиями соответственно Каменской (9) и Каралонской (10) подзон. Центральная часть — Таллинская подзона (11) представлена преимущественно интрузивными фациями. Перед фронтом вулканической дуги выделяется небольшой фрагмент преддугового прогиба — Пановская подзона (12), выполненная флишево-турбидитными туфогенно-глинисто-карбонатными слабо метаморфизованными осадками.

Терригенно-карбонатные отложения Делюн-Уранской зоны (16) реконструируются как образования осадочного выполнения задугового бассейна. Высокотитанистые metabазальтоиды Каралонской подзоны, вероятно, представляют комплекс базитового основания задугового бассейна. Анализ морфологических особенностей подводно-оползневых структур (мелкие дисгармоничные быстро затухающие складочки, трещины отрыва, сползшие блоки), широко развитых в Пановской и Каралонской подзонах и юго-западной части Делюн-Уранской зоны, указывает на то, что оползание осадков на внутреннем и внешнем флангах островной дуги происходило от центра к периферии. Следовательно, Каралоно-Шаманская зона не только в современной структуре, но и уже в процессе формирования имела характер поднятия.

Последовательность формирования Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса, согласно предлагаемой модели, представляется в следующем виде.

Начальному этапу (рис. 4, а) раскола континентальной коры протоконтинента (архей Муйской и других глыб) соответствует континентально-рифтовый комплекс Круторучейной подзоны (6) (см. рис. 1). К этому комплексу относится контрастно дифференцированная серия высокотитанистых metabазальтов и калиевых

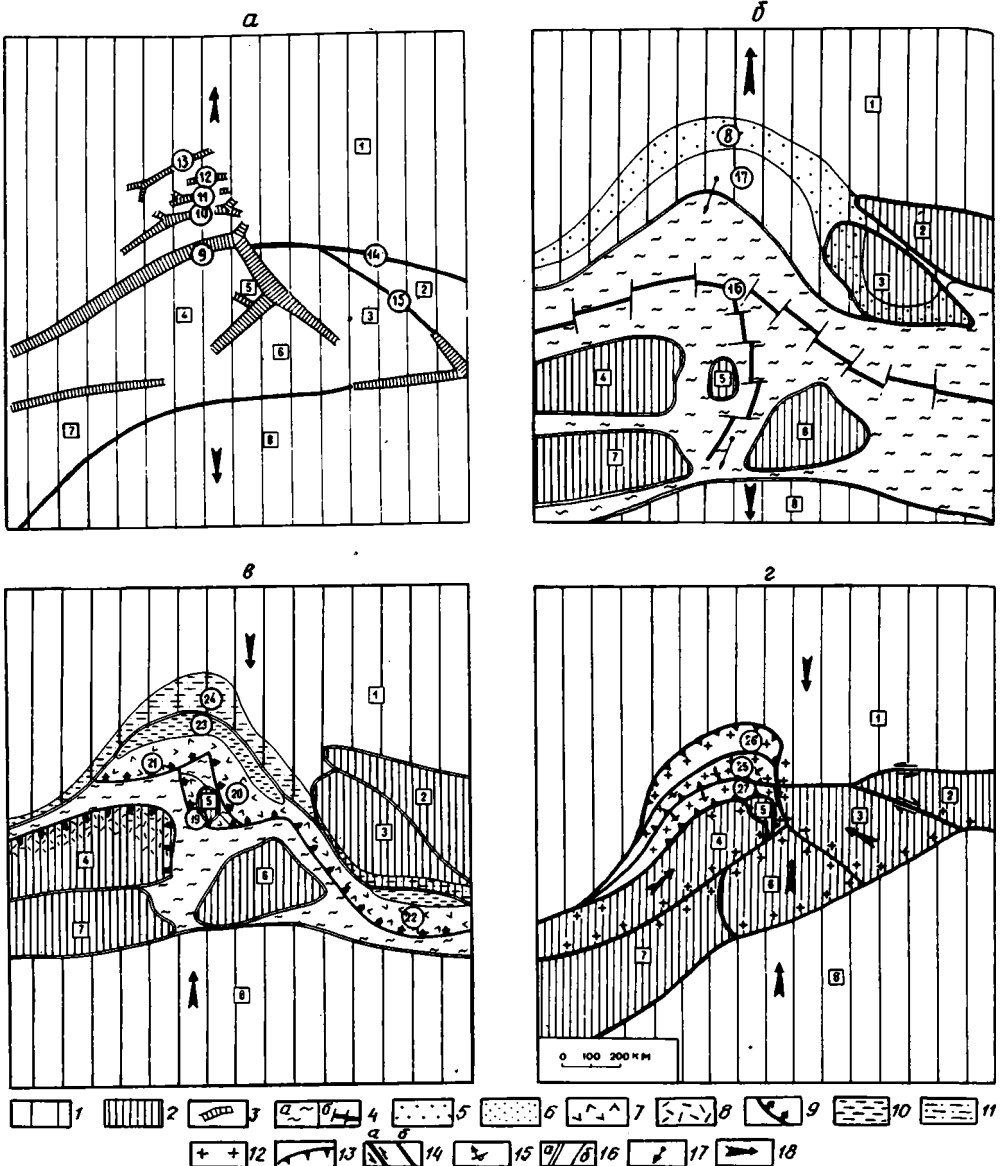


Рис. 4. Палеогеодинамические схемы этапов развития Байкало-Витимского пояса в протерозое: *a* — континентального рифтогенеза, *б* — молодого океана, *в* — зрелого океана, *г* — континентальной коллизии

1 — континенты; 2 — микроконтиненты; 3 — континентальные рифты; 4 — океанические бассейны (*a*), срединно-океанические хребты (*б*); 5, 6 — шельфы пассивных окраин континентов: 5 — внутренние, 6 — внешние; 7 — вулканические островные дуги; 8 — активные окраины континентов; 9 — палеозоны Беньюфа; 10, 11 — задуговые бассейны; 10 — глубоководные котловины, 11 — шельфы; 12 — гранито-гнейсовые и гранитные пояса; 13, 14 — тектонические швы: 13 — надвиговые, 14 — сдвиговые (*a*), неясной кинематики (*б*); 15 — направления опрокидывания складчатых структур; 16 — границы тектонических блоков (*a*), структурно-фациальных зон (*б*), 17 — палеомагнитные направления и широты; 18 — направления векторов сжатия и растяжения. Цифры в квадратах — континенты и микроконтиненты, блоки: 1 — Сибирский, 2 — Становой, 3 — Каларо-Могочинский, 4 — Баргузино-Витимский, 5 — Муйский, 6 — Читинский, 7 — Хилокский, 8 — Тувино-Монгольский; цифры в кружках: 9—15 — континентальные рифты и разломы: 9 — Байкало-Витимский, 10 — Южно-Бодайбинский, 11 — Маракано-Тунгусский, 12 — Хомолжинский, 13 — Язовско-Саталахский, 14 — Становой, 15 — Джелтулакский, 16 — Байкало-Витимский океанический бассейн; 17, 18 — шельфы пассивной окраины континента: 17 — Бодайбинско-Удоканский, 18 — Чуйско-Угуйский; 19—22 — вулканические островные дуги: 19 — Кляно-Тулдунская, 20 — Каралоно-Шаманская, 21 — Мамаканская, 22 — Амазар-Гилуйская; 23 — Делюн-Уранский задуговой бассейн, 24 — Бодайбинский шельф окраинного моря, 25—27 — коллизийные зоны: 25 — Мамско-Бодайбинская, 26 — Чуйско-Нечерская, 27 — Байкало-Витимская

метариолитов с прослоями пестроцветных мраморов, туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов, включаемых А. З. Кониковым, Л. В. Травиным и др. (1984 г., 1986 г.) в состав усть-парамской толщи и определяемых ими как образования континентальных рифтов.

Дальнейшее развитие процессов растяжения земной коры привело к образованию бассейна с корой океанического типа (см. рис. 4, б). Одновременно на «плечах» палеорифта накапливались олистостромовые и глинисто-карбонатные образования парамской и усойской серий (см. рис. 1), которые могут диагностироваться как осадочные отложения континентальных рифтов, а по мере разрастания бассейна и достижения океанической стадии — как отложения континентального склона и подножия континента. На стадии океанического рифта на опустившейся окраине палеоконтинента в условиях шельфа пассивной окраины происходит накопление терригенно-карбонатных толщ тонодско-бодайбинской серии.

В ходе дальнейшей эволюции бассейн достигает стадии зрелого океана (см. рис. 4, в). Структура зоны сочленения Байкало-Витимский палеоокеан — палеоконтинент существенно усложняется. Здесь образуются по крайней мере три островные дуги: Киляно-Тулдунская, Каралоно-Шаманская и Мамаканская. Внутренняя часть Байкальской горной области, не входящая в рамки рассматриваемой территории, сложена в основном вулканоплутоническими сериями, изображенными на геодинамической схеме (см. рис. 1) как образования неясного происхождения. Вероятно, они также представляют собой образования древней активной окраины Байкало-Витимского палеоокеана, но, возможно, уже южной (Баргузино-Витимской) (В. Е. Руденко и др., 1984 г.).

В результате заложения системы островных дуг Бодайбинский шельф пассивной окраины без существенной структурной перестройки преобразуется в шельф активной окраины (см. рис. 4, в). Между шельфом и островными дугами образуется Делюн-Уранский задуговой бассейн (16) (см. рис. 1). Бодайбинский шельф и Делюн-Уранский задуговой бассейн фактически представляли собой единый морской бассейн с преимущественно осадочным типом седиментации. Сиалическая кора в основании Делюн-Уранского задугового бассейна была, вероятно, существенно утонена или полностью «расташена». Погребенный под флишево-турбидитными осадками комплекс базитового основания задугового бассейна частично выходит на поверхность только в тыловой части Каралоно-Шаманской вулканической дуги (высокотитанистые метабазальтоиды Каралонской подзоны). Актуалистическим аналогом Бодайбинско-Делюн-Уранского тылового бассейна может служить современное Охотское море с его сиалическим основанием в центральной и северной частях и относительно глубоководной впадиной с корой океанического типа в юго-восточной части.

На заключительном этапе протерозойского цикла формирования Байкало-Витимского пояса (см. рис. 4, г) островные дуги, микроконтиненты, задуговые бассейны и шельф в результате коллизии Сибирского и Баргузино-Витимского палеоконтинентов подвергались интенсивному раздавливанию, формировались покровно-складчатые сооружения, граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского и чуйско-кодарского комплексов. Ложе Байкало-Витимского палеоокеана практически полностью было поглощено в зонах субдукции. Только в аккреционных призмах островных дуг сохранились небольшие фрагменты океанической коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса показывают, что здесь существуют структурно-вещественные комплексы, очень близкие по целому ряду геолого-геохимических характеристик комплексам современных островных дуг и разрезам океанической коры. Это обстоятельство предопределяет правомерность актуалистического подхода при расшифровке

палеогеодинамики рассматриваемого сегмента земной коры. В результате такого подхода в Муйском сегменте Байкало-Витимского пояса возможно установление полных латеральных и вертикальных рядов геодинамических комплексов, соответствующих общей плитотектонической модели (циклу Вильсона): от континентально-рифтовой стадии раскола протоконтинента через океанический и субдукционный этапы до стадии закрытия Байкало-Витимского палеоокеана и столкновения континентов.

Авторы выражают благодарность Н. В. Межеловскому, Д. И. Мусатову и В. С. Федоровскому за инициативу постановки работ и поддержку.

Список литературы

1. Гладких В. С., Гусев Г. С., Песков А. И. и др. Перидотиты Парамского массива (Байкало-Патомская область)//Сов. геология. 1988. № 5. С. 89—96.
2. Гусев Г. С., Песков А. И., Соколов С. К. Палеогеодинамика нижнепротерозойских сооружений севера Байкальской горной области//Тектоника и минеральные ресурсы докембрия Сибири и Дальнего Востока: Тезисы докладов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1988. С. 20—22.
3. Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового пояса//Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11—18.
4. Добржинская Л. Ф. Петрохимия и геохимия вулканогенных и plutонических базит-гипербазитовых пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя//Геохимия. 1985. № 7. С. 930—945.
5. Канн Дж. Р. Петрология основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 154—167.
6. Кащинцев Г. Л., Жданов В. В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28—37.
7. Кепежинская В. В., Картавченко В. Г. Вещественный состав мафит-ультрамафитовой формации метаофиолитов Байкало-Муйского пояса//Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тезисы докладов VII Всесоюзного петрографического совещания. Т. 3. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР. 1986. С. 118—120.
8. Кепежинская К. Б., Кепежинская В. В., Зайцев Н. С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии — кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
9. Клитин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 80. № 1. С. 82—94.
10. Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
11. Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томрутозо О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии//Геотектоника. 1984. № 6. С. 39—54.
12. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
13. Кушев В. Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит//Геология и геофизика. 1976. № 8. С. 11—25.
14. Митрофанов Г. Л., Синцов А. В., Корчагин В. П. Геодинамические обстановки рифея юга Восточной Сибири (с позиции тектоники плит)//Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология: Тезисы докладов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 32—33.
15. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
16. Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964. 1967. 516 с., 700 с.
17. Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.
18. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
19. Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland//Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 313—341.
20. Le Roex A., Dick H., Frey F., Erlank A., Hart S. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouet mantle plume//Contrib. Mineral. and Petrol. 1985. V. 90. P. 367—380.
21. Pallister S. S., Knight R. S. Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2673—2697.
22. Weaver S. L., Saunders A. D., Tarney J., Pankhurst R. J. A geochemical study of magmatism associated with initial stages of backarc spreading//Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 68. № 2. P. 151—169.

УДК 551.24 (571.6)

© 1992 г. БАТАНОВА В. Г., АСТРАХАНЦЕВ О. В.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕНЕЗИС ЗОНАЛЬНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПЛУТОНОВ СЕВЕРА ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

На примере Снегового плутона рассмотрены тектоническое положение, строение и петрология зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов севера Олюторской зоны Корякского нагорья. Показано, что комплексы подобного типа представляли собой коровые магматические очаги, формирование которых происходило на ранних стадиях развития интраокеанической мел-палеоценовой палеоостровной дуги.

Batanova V. G., Astrakhantsev O. V. Tectonic position and genesis of zonal mafic-ultramafic plutons of the Olyutor zone northern part (Koryak elevation). *Geotectonics*. 1992. № 2. The article considers tectonic position, structure and petrology of zonal dunite-clinopyroxenite-gabbro massives of the Olyutor zone northern part (Koryak elevation), with the Snegovoy pluton taken as an example. Such complexes, as it is shown in the article, were represented by crustal magmatic chambers formed at early stages of the intraoceanic Cretaceous-Paleocene paleoisland arc development.

В современных геодинамических концепциях важная роль в формировании коры внутриокеанических островных дуг отводится процессам аккумуляции больших масс оливин-клинопироксеновых кумулятов, фракционирующихся из базальтовых расплавов на границе мантия — кора. Предполагается, что нижняя кора энсиматических островных дуг состоит из фрагментов ранее существовавшей океанической коры, мощных толщ мафит-ультрамафитовых кумулятов и раннеостроводужных лав. Так как известково-щелочные плутоны не встречаются среди раннеостроводужных серий, считается, что кора дуги должна достигнуть критической мощности, прежде чем проявится известково-щелочная дифференциация [22]. В связи с этим важным представляется вопрос о характере проявления интрузивного магматизма на начальных стадиях развития внутриокеанических островных дуг. Решить эту проблему возможно, исследуя глубоко эродированные палеаналоги юных (незрелых) островодужных систем. С этих позиций интереснейшим регионом является Олюторская зона Корякского нагорья. В ее строении участвуют две крупные вулканогенно-осадочные ассоциации: кремнисто-вулканогенная (K_1al-K_2cp) и вулканогенно-обломочная ($K_2cp_3-P_1$). Отложения первой сопоставимы с разрезами океанической коры. Вторая имеет двучленное строение [5, 13]: нижняя часть разреза ($K_2cp_3-K_2m$) — мощная (до 2 км) толща кристалло-литокластических туфов основного и ультраосновного состава, потоков пикритов и базальтов, лавобрекчий основного состава, туфопесчаников, туфосилицитов, туфоалевролитов; верхняя часть (K_2m-P_1) сложена яшмовидными черными и фиолетовыми кремнями, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами. Вулканогенно-обломочная ассоциация рассматривается как раннеостроводужная, непосредственно сменяющая во времени комплексы океанической стадии.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Интрузивные образования Олюторской зоны представлены специфическими дунит-клинопироксенит-габбровыми и клинопироксенит-габбро-диоритовыми ком-

плексами, описанными в работах Л. И. Аникеевой [2], В. В. Велинского [6], А. А. Александрова [1], В. С. Зимина [9], А. Г. Грановского [8] и др. Они располагаются вдоль фронтальной части Олюторской зоны и подразделяются по внутреннему строению, петрографии и геохимии пород на три типа [3]. К первому относятся крупные линейные массивы, в формировании которых существенную роль играли высокотемпературные пластические деформации пород (Сейнавский массив). Второй тип — тела концентрически-зонального строения, с дунитами в центральных частях, клинопироксенитами и габброидами в кайме (массивы Эпильчикской группы). В третьем типе (Итчайваямский массив) главное значение приобретают габброиды и диориты.

В Олюторской зоне океанические и островодужные комплексы образуют аккреционный пакет покровов, шарьированный на рубеже палеоцена — эоцена на отложения Укэлятского флишевого прогиба, сопоставляемые с образованиями окраинного бассейна [5]. Основание каждого из покровов сложено океаническими комплексами, а кровля — островодужными. Весь пакет в целом смят в крупные лежащие и запрокинутые к северу складки амплитудой 10—15 км. В процессе шарьирования произошло сдвигание пакета покровов, что привело к еще большему усложнению его структуры.

Изучение внутреннего строения и литологии аллохтонных комплексов севера Олюторской зоны позволило выделить здесь три покрова — Снеговой (структурно более низкий), Эпильчикский, Матыскенский (структурно наиболее верхний). В основу выделения был положен различный тип разреза океанических отложений в основании покровов: вулканогенный (Снеговой покров), вулканогенно-кремнистый (Эпильчикский покров) и кремнистый (Матыскенский покров). Все мафит-ультрамафитовые плутоны входят в состав Эпильчикского покрова, формируя в его пределах пояс субширотного простиранья (рис. 1).

В результате изучения островодужных отложений установлены два типа их разрезов — вулканогенный и вулканогенно-обломочный. Вулканогенные разрезы содержат в основании мощные пачки лав, лавобрекчий, агломератовых туфов основного состава, а в верхних частях — литокристаллокластические туфы, пачки мелкогалечных конгломератов, гравелитов, туфопесчаников с обломками габброидов и клинопироксенитов. Мощность вулканогенных разрезов достигает 1,2—1,5 км. Нижняя часть вулканогенно-обломочных разрезов островодужных отложений сложена пачками грубослоистых туфоконгломератов и туфогравелитов. Обломки представлены глыбами пироксен-порфировых лав и лавобрекчий. Матрикс сортированный, того же состава, обладает слабо выраженной слоистостью. В отдельных прослоях в нем наблюдается значительная примесь мелких обломков яшм, кремней и кристаллокластики. Верхние части этих разрезов представлены почти исключительно туфопесчаниками, кремнистыми туфоалевролитами и туфоаргиллитами, часто ритмично переслаивающимися.

При анализе распределения выделенных типов разрезов в пределах Эпильчикского покрова вырисовывается субширотный пояс островодужных отложений, представленных на севере вулканогенными, а на юге — замещающими их вулканогенно-обломочными образованиями. Такое соотношение двух типов разрезов может указывать на то, что мы имеем дело лишь с фрагментами вулканического пояса.

Тела мафит-ультрамафитовых плутонов Эпильчикского покрова расположены в центральной части пояса островодужных образований и маркируют его вулканическую ось. Они прорывают все океанические и низы разреза островодужных отложений и имеют с вмещающими отложениями нормальные интрузивные контакты [5, 7]. В то же время в верхах разреза островодужных пород появляются следы размыта мафит-ультрамафитовых комплексов (обломки габброидов и клинопироксенитов).

Все эти данные позволяют связать образование мафит-ультрамафитовых плутонов с ранними этапами развития маастрихт-палеоценовой островной дуги.

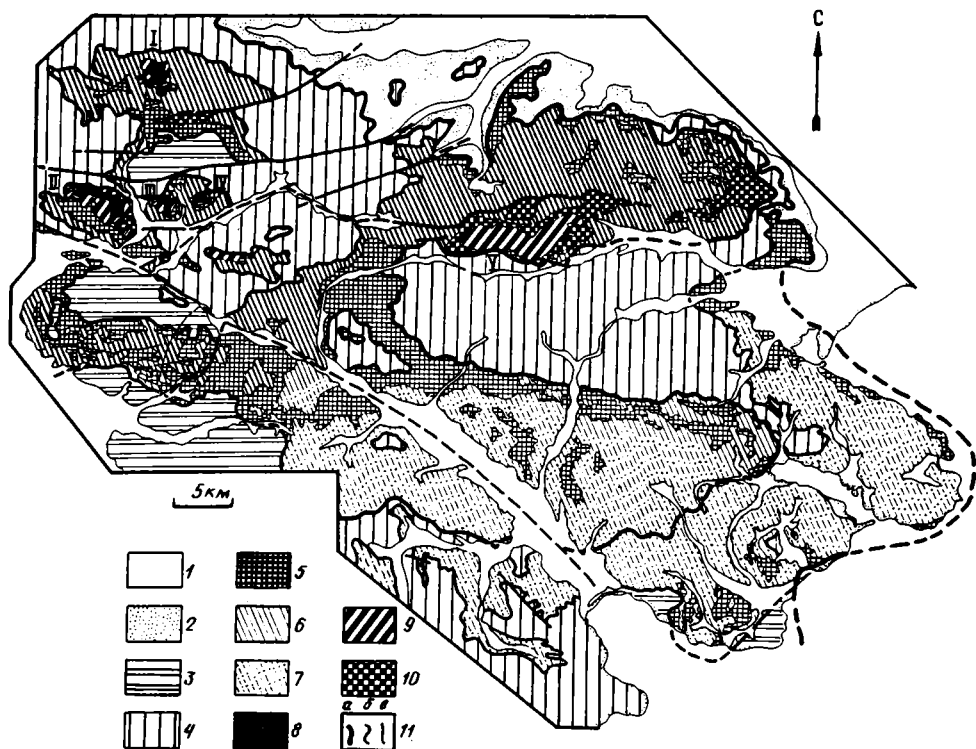


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Олюторской зоны. Использованы материалы А. Д. Казимира, К. А. Крылова. Натальинской ГСП, ПГО «Камчатгеология»
 А. 1 — четвертичные отложения; 2 — автохтон: туфотерригенные отложения корякской серии $K_2 - P_1$; 3—10 — аллохтон: 3—океанические и островодужные отложения Снегового покрова нерасчлененные $K_{1a1} - P_1$, 4 — океанические и островодужные отложения Матыскенского покрова нерасчлененные $K_{1a1} - P_1$; 5—7 — отложения Эпильчикского покрова (5 — океанические $K_{1a1} - K_{1sr}$, 6 — островодужные с вулканогенным типом разреза $K_{2m} - P_1$, 7 — островодужные с вулканогенно-обломочным типом разреза $K_{2m} - P_1$), 8—10 — мафит-ультрамафитовые плутоны (8 — дуниты, 9 — верлиты, клинопироксениты, 10 — габбро); 11 — геологические границы: а — пакета покровов в целом, б — отдельных покровов, в — океанических и островодужных отложений внутри Эпильчикского покрова. Названия массивов: I — Снеговой, II — Эпильчикский, III — Средний, IV — Дальний, V — Итчай-вямский

СТРОЕНИЕ СНЕГОВОГО МАССИВА

Массив Снеговой располагается в истоках одноименной реки в 20 км севернее оз. Эпильчик. Он является типичным представителем зональных мафит-ультрамафитовых плутонов (комплексы второго типа), сосредоточенных в северо-восточной части Олюторской зоны (Эпильчикская группа) (рис. 1). Образования массива глубоко расчленены эрозионными врезами и прекрасно обнажены, что позволило детально изучить его строение, состав и взаимоотношения со вмещающими породами.

Массив залегает в осевой части антиклинали, образованной породами вулканогенно-обломочной толщи. Осевая плоскость антиклинали падает на юг под углом $70-80^\circ$. Массив представляет собой тело, размером $2 \times 3,5$ км, имеющее форму асимметричного купола, слегка вытянутого в широтном направлении и субконформного вмещающей структуре (рис. 2). Северный контакт гипербазитов массива и вулканогенно-обломочных пород вертикальный или запрокинут к северу, а южный — погружается в южных румбах под углом $50-70^\circ$. Очевидно, что современная форма массива сформировалась при деформации лакколитопо-

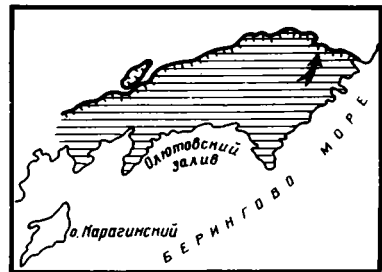
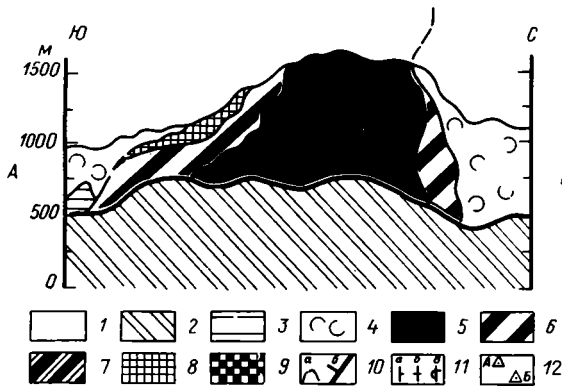
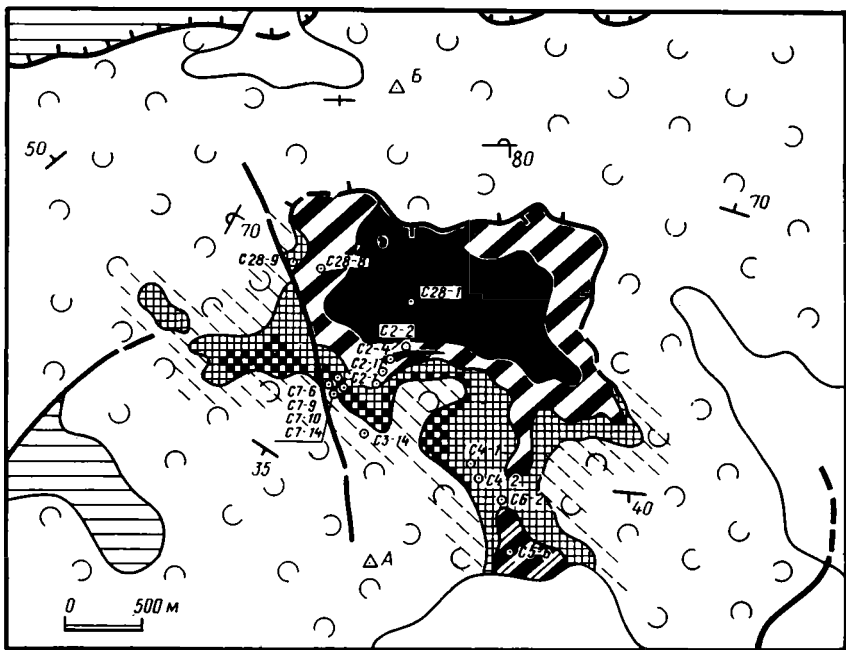


Рис. 2. Строение Снегового массива

1 — четвертичные отложения, 2 — отложения подстилающего покрова $K_{1a1} - P_1$, нерасчлененные; 3 — вулканогенно-кремнистые отложения $K_{1a1} - K_{2sr}$; 4 — вулканогенно-обломочные отложения: лавы, литокристаллокластические туфы, лавобрекчии основного и ультраосновного состава $K_{2sr3} - K_{2m}$; — дуниты, 6 — верлиты, 7 — пойкилитовые верлиты, 8 — габброиды, 9 — амфиболовое габбро с жилами диоритов, 10 — геологические границы: а — стратиграфические и ненарушенные контакты, б — тектонические; штриховкой показан контактовый ареол; 11 — элементы залегания; а — наклонное, б — вертикальное, в — опрокинутое; 12 — точки окончаний линии разреза; кружочками показаны места отбора образцов. На врезке заштрихована Олюторская зона Корякского нагорья, стрелкой показано местонахождение Снегового массива

добного тела в процессе покровообразования, о чем свидетельствует конформность очертаний контактов массива и грубой слоистости во вмещающих отложениях.

Ядро массива образуют дуниты, которые в направлении к периферии сменяются верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Внешняя оболочка состоит из габброидов, габбро-диоритов и диоритов, которые и контактируют с вмещающими породами. Контакт имеет четкий интрузивный характер: в зоне экзоконтакта туфосилициты преобразованы в кварц-пироксеновые роговики, а вулканиты ин-

тенсивно амфиболизированы. В некоторых случаях в приконтактных зонах наблюдаются жилы тоналитов, которые секут вмещающие породы и содержат многочисленные обломки как базальтов, так и амфиболовых габбро краевых фаций массива, являясь, по-видимому, наиболее поздними дифференциатами. Строение юго-восточной части массива осложнено мощным (150—200 м) телом верлитов, отличающихся по микроструктуре и составу минералов от верлитов массива. Вверх по разрезу верлиты тела сменяются плагиоклазовыми разностями, а затем — расслоенными габбро. Расслоенность косо ориентирована к границе верлитов. Эта последовательность, вероятно, представляет самостоятельный ритм, соответствующий одному из этапов подачи расплава.

Дуниты ядра — крупнозернистые породы, являющиеся оливин-хромитовыми кумулятами. Оливин представлен идиоморфными кристаллами размером 2—4 мм. Иногда в них отмечаются полосы излома, волнистое погасание, происходит образование субзерен. Чаше признаки стресса отсутствуют. Хромит — мелкие идиоморфные зерна (0,2—0,5 мм) образует слойки. Клинопироксен появляется вблизи контакта с верлитами, распределен неравномерно, образуя шлиры, прожилки. Контакт с верлитами четкий.

Верлиты образуют непрерывный слой мощностью 20—30 м, окаймляющий дуниты. Структура пород панидиоморфнозернистая. Клинопироксен образует зерна размером 4—5,5 мм. Зерна оливина обычно более мелкие — 1—1,5 мм, характерны сростки из 5—6 зерен. Рудная фаза отсутствует. Отмечаются дунитовые слойки мощностью 2—3 см. Верлиты юго-восточной части массива — крупнозернистые породы с пойкилитовыми структурами. Зерна оливина размером 4—5 мм идиоморфны. Клинопироксен составляет 5—7% породы, заполняя интерстиции. Хромшпинель обладает четкой зональностью — бурая в центральных частях и непрозрачная в кайме.

Оливиновые клинопироксениты — условное название единицы мощностью 200—300 м, состоящей из оливин-клинопироксеновых кумулятов. Породы очень неоднородны — характерны такситовые текстуры, гиганто-, крупно- и мелкозернистые разности, в которых соотношения оливина и клинопироксена варьируют в широких пределах. Оливин распределен неравномерно в виде линз, шлиров, прерывистых слоев. Обогащение пород оливином, по-видимому, фиксирующее поступление в камеру новых порций примитивного расплава, наблюдается на трех уровнях — в 20, 35 и 60 м от внешнего края дунитового ядра. Рудная фаза представлена магнетитом.

Среди оливиновых клинопироксенитов встречены жилы пойкилитовых верлитов и мелкозернистых верлитов с гипидиоморфнозернистыми структурами. Эти породы содержат бурый амфибол и флогопит. Жилы имеют неправильную, ветвящуюся форму, падают под углами 25—30° к центру массива.

Внешняя оторочка массива, мощностью 400 м, образована габброидами, которые связаны с пироксенитами постепенными переходами. Возле контакта с оливиновыми клинопироксенитами они представлены меланократовыми оливинсодержащими амфибол-клинопироксеновыми габбро. Структура пород характеризуется четким идиоморфизмом мафических минералов относительно плагиоклаза. Клинопироксен присутствует в виде зональных, бочонковидных (4—5 мм) кристаллов первой генерации и мелких зерен второй генерации, образующих основную массу. Бурый амфибол образует оторочки вокруг оливина и клинопироксена. В сторону контакта с вмещающими породами меланогаббро сменяются такситовыми амфибол-клинопироксен-магнетитовыми габбро. Мафические минералы в породе распределены неравномерно — отмечаются шлиры и линзы пироксенитов и кортландитов. Структура пород меняется от кумулятивной в участках, обогащенных клинопироксеном, до пойкилитовой там, где преобладает амфибол. В виде тел неправильной формы локализуются габбро-пегматиты. Породы разбиты многочисленными жилами, состоящими из бурого амфибола. Встречены ксенолиты и блоки пироксенитов (до 1,5 м), окруженные реакционной амфиболовой каймой. Секущие жилы амфиболового

габбро наблюдаются в дунитах. Это говорит о том, что остаточный флюидонасыщенный расплав обладал большой мобильностью и при деформациях прорывал ранее образованные серии пород.

Особый интерес представляют породы жильной серии, которые в виде небольших секущих тел наблюдаются в амфиболовых габбро и во вмещающих породах, вблизи контактов с последними. Среди них выделены спессартиты, мелкозернистые лейкодиориты и порфириовидные диориты. Спессартиты — серые порфириовидные породы с длиннопризматическими зернами амфибола и кристаллами клинопироксена в качестве порфириовых выделений. Основная масса состоит из плагиоклаза, амфибола, магнетита. Мелкозернистые лейкодиориты на 50—60% состоят из плагиоклаза, 30% составляет амфибол, 10—15% — клинопироксен, 5% — магнетит. Порфириовидные диориты — лейкократовые породы, состоящие из зерен зонального плагиоклаза и зеленого амфибола. Некоторые разновидности содержат кварц, ортоклаз. Текстуры пород трахиитоидные. Границы жил с габбро резкие, но без признаков термального воздействия, в то время как вдоль контактов с вмещающими базальтами наблюдаются тонкозернистые краевые зоны. Такие соотношения свидетельствуют о внедрении жил в еще не остывшее габбро. Подобные жилы образуются в процессе фильтр-прессинга [25] — сегрегации и отжимки от кристаллических масс остаточной жидкости.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Состав минералов изучен в прозрачных шлифах из образцов, отобранных по разрезу массива (рис. 2, табл. 1). Представительные составы приведены в табл. 2—5.

Оливин. Состав минерала меняется в зависимости от петрографического состава породы и ее положения в разрезе. Вариации в пределах выделенных единиц незначительны, но при переходе от одной единицы к другой в направлении от дунитов к габброидам наблюдается систематическое снижение Fo минала ($100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$). Оливины из дунитов ядра наиболее магнезиальны — Fo_{90} . На границах зерен оливина с хромитом Fo оливина несколько увеличивается за счет субсолидусного обмена элементами. В оливиновых клинопироксенитах оливин $Fo_{84,5-82,6}$. В разностях, обогащенных оливином, $Fo_{87,4}$. В верлитах юго-восточной части $Fo_{89,9}$. Содержание кальция варьирует, содержание никеля низкое — характерное, как установлено Лебланом с соавторами [31], для оливина кумулятов. В породах ультраосновного состава оливины незональны и однородны. Интересной особенностью является наличие в них многочисленных мельчайших включений хромита в сростках с клинопироксеном (рис. 3). Эти включения, вероятно, являются результатом распада эвтектоидных сростаний шпинели и пироксена, представлявших надструктуру оливина, образующуюся при его кристаллизации из богатого хромом и кальцием расплава [12]. Для сосуществующих оливинов и клинопироксенов наблюдается хорошая линейная корреляция $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ -отношений (рис. 4, А), свидетельствующая о равновесной кристаллизации этих минералов и их когенетичности.

Клинопироксен. По разрезу массива, от центра к периферии, в клинопироксенах при почти постоянном содержании кальция происходит слабое накопление железа. В верлитах и клинопироксенитах минерал не зонален и показывает незначительные вариации состава в пределах образца. В меланогаббро клинопироксен присутствует в двух генерациях — в виде крупных зерен с магнезиальным ядром, отвечающим клинопироксену из пироксенитов, и железистой каймой, состав которой идентичен составу мелких зерен основной массы.

Клинопироксены всех типов пород характеризуются высоким содержанием кальция и относятся к группе дипсида (рис. 4, Б). Содержание Al_2O_3 в пироксенитах меняется от 1,16 до 2,78 вес.%, в габброидах — от 1,13 до 3,71 вес.%.

Минеральные ассоциации и структуры пород

Номер образца	Порода	Главные и акцессорные минералы	Структура	Размер зерен, мм
c28-1	Дунит	Ol, Cr-Spl	Панидиоморфнозернистая	3—4
c2-2	Верлит	Ol, CPx	Гипидиоморфнозернистая	3—4
c2-4	Дунит	Ol, Cr-Spl	Панидиоморфнозернистая	4,5—5
c2-7	Оливиновый клинопироксенит	CPx, Ol	*	2,5
c2-9	То же	CPx, Cl	*	2,5—5
c2-10	Верлит	Ol, CPx	Гипидиоморфнозернистая	1—2
c2-14	Жильный верлит	Ol, CPx, Mt	*	0,6—0,8
c2-15	Верлит	Ol, CPx, Mt, Bi	Пойкилитовая	Ol—0,6—0,8 CPx—2—3
c2-17	Оливиновый клинопироксенит	CPx, Ol, Mt, Bi, Amf	Панидиоморфнозернистая	2—2,5
c7-9	Амфибол-магнетитовое габбро	CPx, Pl, Amf, Mt, Ap	Гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая	3—4
c7-10	Спессартит	CPx, Pl, Amf, Mt	Призматически зернистая	0,2—0,4
c28-8	Оливиновый клинопироксенит	CPx, Ol, Mt	Гипидиоморфнозернистая	2—3
c28-9	Оливиновое габбро	CPx, Ol, Pl, Mt	Кумулятивная	2—3
c5-6	Верлит	Ol, CPx, Cr-Spl	Пойкилитовая	3—5

Примечание. Места отбора образцов см. на рис. 2.

Содержание Na_2O —0,3, а TiO_2 —0,6 вес.%. Содержание Cr_2O_3 снижается от более магнезиальных разностей к менее магнезиальным. Такие закономерности свидетельствуют о том, что клинопироксены всех типов пород кристаллизовались из расплавов с близкими содержаниями железа, магния, хрома.

Минералы группы шпинели в виде акцессорных фаз присутствуют в большинстве пород массива; в дунитах они представлены хромитами, в пироксенитах и габброидах — магнетитами с переменными содержаниями Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , в верлитах юго-восточной части массива — зональной хромшпинелью. Хромит характеризуется высокими $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}+\text{Cr})$ - и $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ -отношениями — (0,23—0,32 и 0,72—0,77 соответственно), низкой магнезиальностью (рис. 4) и низкими содержаниями TiO_2 (0,7 вес.%) и Al_2O_3 (8—20 вес.%). Состав магнетитов варьирует в широких пределах (табл. 4), но все они характеризуются низкими содержаниями TiO_2 . Хромшпинель характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 (33—35 вес.%) и Cr_2O_3 (30,5 вес.%), низким содержанием TiO_2 и $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})$ в ядрах зерен. В кайме увеличиваются содержания TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 и резко падают содержания алюминия, магния, хрома. Такой характер зональности хромшпинели, вероятно, является первично-магматическим и объясняется формированием краевой зоны совместно с ростом клино-

Таблица 2

Состав (мас.%) оливинов массива Снеговой

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
номер образца															
Окислы	с28-1		с2-2	с2-4	с2-7	с2-9	с2-10		с2-14	с2-15		с2-17	с28-8	с28-9	с5-6
SiO ₂	40,37	39,94	39,76	41,23	40,90	40,56	39,81	39,38	39,79	39,36	38,90	40,07	39,38	38,44	39,85
FeO	8,81	9,45	13,56	9,78	15,32	16,03	14,91	15,46	12,35	15,53	16,39	14,29	16,24	18,25	11,25
MnO	0,10	0,06	0,23	0,18	0,22	0,26	0,18	0,25	0,16	0,29	0,29	0,20	0,24	0,41	0,24
MgO	51,39	50,64	45,61	48,54	45,18	44,36	45,75	45,45	48,05	44,47	43,52	46,89	45,37	43,59	47,36
CaO	0,20	0,21	0,02	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,13
NiO	0,13	0,10	0,14	0,14	0,10	0,08	—	—	—	—	—	—	0,05	0,10	0,09
Сумма	101,00	100,40	99,32	100,06	101,75	101,37	100,66	100,57	100,37	99,67	99,09	101,46	101,29	100,80	98,91
Fo	91,2	90,5	85,7	89,9	84,0	83,1	84,5	84,0	87,4	83,6	82,6	85,4	83,3	81,0	89,9
F	8,8	9,5	14,3	10,1	16,0	16,9	15,5	16,0	12,6	16,4	17,4	14,6	16,7	19,0	10,1

Примечание. Названия обр. см. в табл. 1; 1 — край зерна на границе с хромитом; 8, 11 — включение в клинопироксене; 2—7, 9, 10, 12—15 — незональные зерна. Здесь и далее анализы выполнены на микроанализаторах «Камебакс» ГИН АН СССР (аналитик Г. В. Карпова) и Института вулканологии ЦВНЦ АН СССР (аналитик В. М. Ананьев).

Таблица 3

Состав (мас.%) клинопироксенов массива Снеговой

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
номер образца											
Окислы	с2-2		с2-7		с2-9		с2-10		с2-14		с2-15
SiO ₂	53,12	53,66	53,93	52,69	53,49	53,17	52,38	51,95	53,72	53,32	51,60
TiO ₂	0,24	0,24	0,23	0,34	0,25	0,23	0,15	0,14	0,09	0,07	0,21
Al ₂ O ₃	1,72	1,54	1,26	2,48	2,08	1,87	2,30	2,16	1,32	1,16	2,72
FeO	4,15	3,78	4,70	5,08	5,15	5,03	4,75	4,58	3,40	3,29	5,21
MnO	0,13	0,17	0,10	0,09	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,05	0,06
MgO	16,58	16,85	16,74	16,31	16,72	16,73	16,25	15,84	17,37	17,14	15,40
CaO	24,72	24,72	23,22	23,52	23,32	23,33	23,53	23,60	23,75	23,85	23,85
Na ₂ O	0,14	0,14	0,21	0,22	0,18	0,18	0,17	0,05	0,06	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,42	0,39	0,10	0,14	0,20	0,29	0,48	0,14	0,29	0,25	0,27
Сумма	101,23	101,50	100,49	100,89	101,50	100,92	100,11	98,57	100,09	99,18	99,12
100 × Mg/(Mg + Fe ²⁺)	87,7	88,8	86,4	85,1	85,8	85,6	85,8	86,1	90,1	90,3	84,1
En	45,2	45,9	46,4	45,2	46,3	46,1	45,3	44,8	47,8	47,4	43,7
Wo	48,4	48,4	46,3	46,9	46,0	46,2	47,2	47,9	47,0	47,4	48,1
Fs	6,4	5,7	7,3	7,9	7,7	7,7	7,5	7,3	5,2	5,1	8,3

Продолжение таблицы 3

№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Окислы	с2-17			с7-9		с7-10	с28-8		с28-9		
SiO ₂	54,09	54,36	54,35	51,74	51,86	52,41	53,37	52,46	54,88	51,71	52,20
TiO ₂	0,06	0,04	0,03	0,26	0,31	0,35	0,32	0,59	0,20	0,52	0,41
Al ₂ O ₃	1,54	0,99	0,83	2,47	2,99	2,48	2,48	3,51	1,13	3,67	3,71
FeO	3,90	3,11	2,99	5,71	6,54	7,63	5,21	5,87	3,96	6,08	6,13
MnO	0,05	0,05	0,03	0,27	0,24	0,71	0,18	0,26	0,29	0,10	0,10
MgO	16,85	16,86	17,17	15,06	14,21	14,98	15,92	15,40	16,92	15,29	15,72
CaO	23,38	24,34	24,70	23,32	23,52	21,16	23,46	22,42	22,98	22,54	23,09
Na ₂ O	0,21	0,03	0,02	0,19	0,27	0,41	0,21	0,12	0,13	0,11	0,15
Cr ₂ O ₃	0,18	0,24	0,31	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,03	0,03	0,00
Сумма	100,25	100,23	100,44	99,03	99,94	100,14	101,24	100,73	100,26	100,12	101,58
100 × Mg/(Mg + Fe ²⁺)	88,5	90,6	91,1	82,5	79,5	77,8	84,5	82,4	88,3	81,8	82,0
En	47,0	46,7	46,9	43,0	40,8	43,5	44,6	44,2	47,4	43,8	44,0
Wo	46,9	48,5	48,5	47,9	48,6	44,1	47,2	46,3	46,3	46,4	46,4
Fs	6,1	4,8	4,6	9,1	10,5	12,4	8,2	9,5	6,3	9,8	9,6

Примечание. 1, 3—13, 15, 17, 18 — центральные части зерен; 2, 14, 16 — края зерен; 2 — на границе с оливином; 20 — центр, 19, 21 — края зерна 1-й генерации; 22 — центр зерна 2-й генерации. En=100×(Mg/(Mg+Fe²⁺+Ca)); Wo=100×(Ca/(Mg+Fe²⁺+Ca)); Fs=100×(Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺+Ca)).

Состав (мас.%) рудных минералов массива Снеговой

Таблица 4

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
номер образца							
Окислы	с28-1			с2-4		с2-15	
TiO ₂	0,52	0,59	0,60	0,58	0,50	2,52	1,46
Al ₂ O ₃	8,05	8,07	8,12	10,38	9,73	0,84	3,77
FeO	19,69	19,95	20,61	22,60	23,08	31,47	30,25
Fe ₂ O ₃	22,58	24,89	24,85	19,44	17,81	63,05	53,28
MnO	0,52	0,46	0,44	0,54	0,50	0,53	0,34
MgO	9,21	8,86	8,53	7,24	6,91	1,21	1,66
Cr ₂ O ₃	40,95	38,68	38,66	40,21	42,73	1,42	9,09
Сумма	101,52	101,42	101,93	100,99	101,26	101,03	99,21
$100 \times \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	45,5	44,0	42,9	36,3	34,8	6,4	8,9

№ п/п	8	9	10	11	12	13	14	15
номер образца								
Окислы	с2-17	с28-8	с7-9	с7-10	с5-6			
TiO ₂	0,14	2,58	0,07	0,35	0,31	0,25	1,21	1,59
Al ₂ O ₃	0,00	1,59	0,00	0,00	34,01	32,83	5,18	1,60
FeO	31,06	29,66	31,45	31,13	18,94	18,38	26,97	28,60
Fe ₂ O ₃	71,37	60,35	69,71	68,40	3,19	4,51	33,68	46,36
MnO	0,13	0,36	0,01	0,03	0,41	0,41	0,59	0,48
MgO	0,74	0,99	0,01	0,01	11,81	11,71	3,06	1,86
Cr ₂ O ₃	0,31	5,52	0,00	0,00	30,58	29,71	25,48	15,99
Сумма	103,75	101,34	101,26	100,10	99,24	97,77	96,18	96,48
$100 \times \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	4,0	5,6	—	—	52,6	53,2	16,8	10,4

Примечание. 1, 4 — центры зерен; 2, 3, 5 — края идиоморфных зерен хромшпинели; 6 — зерно (0,5 мм) в интерстиции; 7 — включение (0,05 мм) в оливине; 8—11 — центры зерен магнетита; 12—15 — зерно зональной аллюмошпинели (0,5 мм): 12. — центр, 13 — вблизи от центра, 14 — после резкого перехода, 15 — край.

Состав (мас.%) плагиоклазов, амфиболов и биотитов массива Снеговой

Таблица 5

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
номер образца									
Окислы	с2-15	с2-17		с7-9		с7-10			
SiO ₂	37,88	39,29	46,15	59,21	45,28	40,54	43,81	44,01	55,74
TiO ₂	1,64	1,17	0,71	0,00	0,00	1,83	1,47	2,22	0,00
Al ₂ O ₃	16,93	15,82	11,07	0,00	34,82	14,12	11,44	11,06	28,63
FeO	5,78	5,20	7,16	1,44	0,41	10,40	10,17	11,54	0,26
MnO	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,12	0,16	0,50	0,00
MgO	20,80	23,31	17,34	23,30	0,00	13,94	14,66	14,23	0,00
CaO	0,00	0,00	12,21	13,68	18,11	12,10	12,26	11,50	10,63
Na ₂ O	0,59	0,42	1,92	0,00	1,00	2,27	2,02	2,21	5,27
K ₂ O	9,80	10,23	0,85	0,03	0,02	0,91	0,77	0,61	0,14
Cr ₂ O ₃	0,10	0,40	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	4,11	4,22	2,09	2,20	0,00	2,01	2,03	2,05	0,00
Сумма	97,65	100,05	99,97	99,94	99,64	98,23	98,78	99,96	100,67
$100 \cdot \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}, Al}$	86,5	88,9	81,2	96,6	90,8	70,5	83,01	68,7	52,3

Примечание. 1, 2 — биотиты в интерстициях между пироксенами; 5, 9 — плагиоклазы. Амфиболы: 3 — зерно в интерстиции, 4 — кайма тремолита вокруг паргасита, 6 — пойкилитовое зерно (5 мм) с вростками плагиоклаза, 7 — включение (0,5 мм) в клинопироксене, 8 — зерно в основной массе.

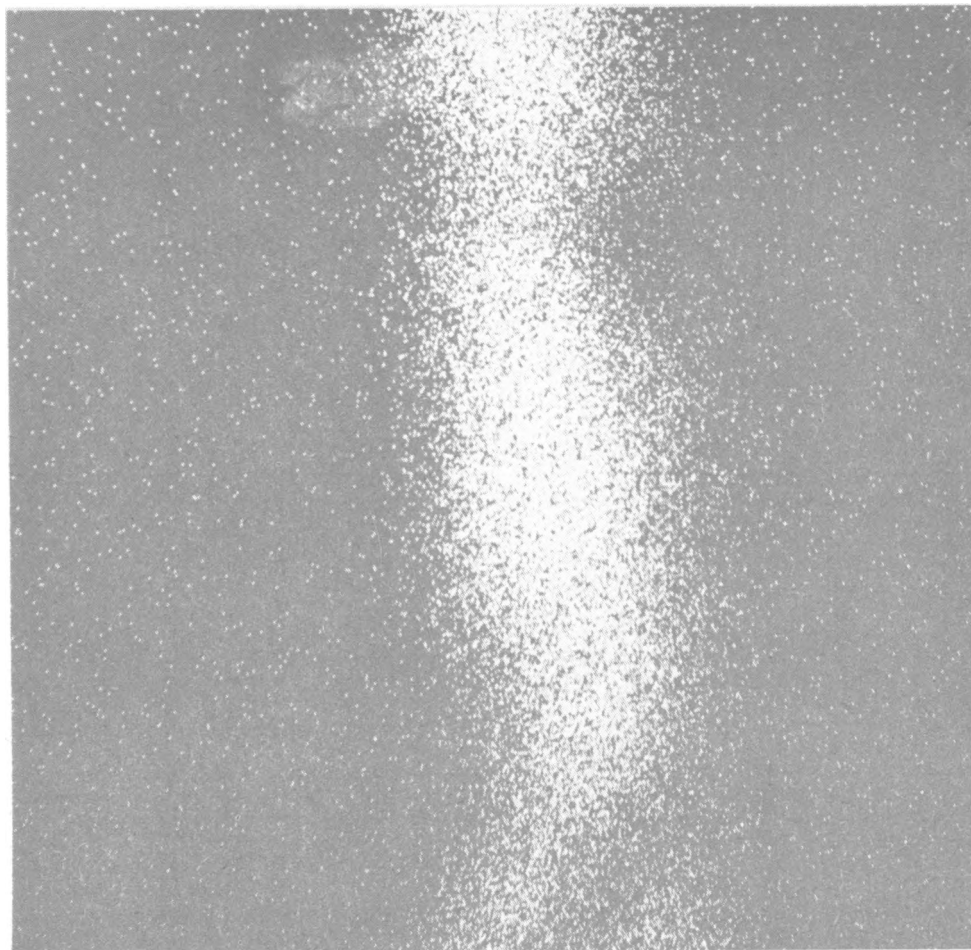


Рис. 3. Включение клинопироксена в оливине, обр. С 2-2, увел. 8000, снято в Са K_{α} , частота 80

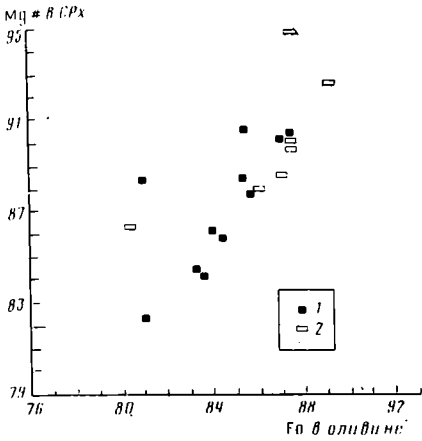
пироксена, что привело к ее обеднению хромом и алюминием и обогащению железом.

Расчеты по методу [24] показали, что хромит из дунитов ядра массива мог находиться в равновесии с расплавом, содержащим 9,5—10,5 вес.% Al_2O_3 , а хромшпинель из верлитов юго-восточной части массива — с расплавом, в котором Al_2O_3 составлял 17 вес.%. Так как оливины этих пород по магнизальности близки, можно думать, что примитивные расплавы, поступавшие в магматическую камеру на более поздних этапах ее развития, отличались повышенным содержанием глинозема.

Амфибол — обычный минерал пород массива, относится к группе паргаситовой роговой обманки, изменяясь по составу от собственно паргасита до эденитовой роговой обманки. В породах является пойкилитовым и находится в реакционных соотношениях с оливином и пироксеном, что свидетельствует о его позднемагматической природе. В габбро присутствует высокоглиноземистый паргасит, который мог образовываться при окололиквидусной кристаллизации.

Состав флогонитов и плагиоклазов приведен в табл. 5.

А



Б

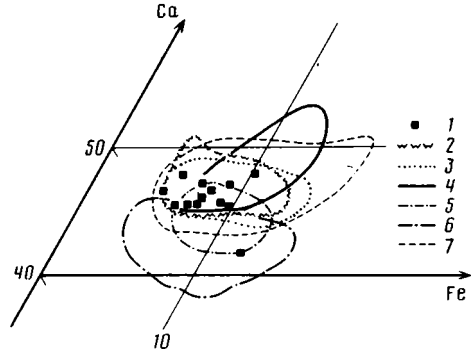


Рис. 4. А — распределение Mg и Fe^{2+} между сосуществующими оливинами и клинопироксенами: 1 — массив Снеговой, 2 — массив Блэшк-Айленд, юго-восточная Аляска, по [21]; Б — состав клинопироксена в координатах Ca—Mg—Fe. 1 — Снеговой массив; области составов клинопироксенов из: 2 — дунит-клинопироксенитовых комплексов Олюторской зоны, 3 — лав вулканогенно-обломочной толщи, по [13, 14], 4 — комплексов аляскинского типа, по [16]; 5, 6 — пикритов по [27]: 5 — Новой Георгии, 6 — Аобы

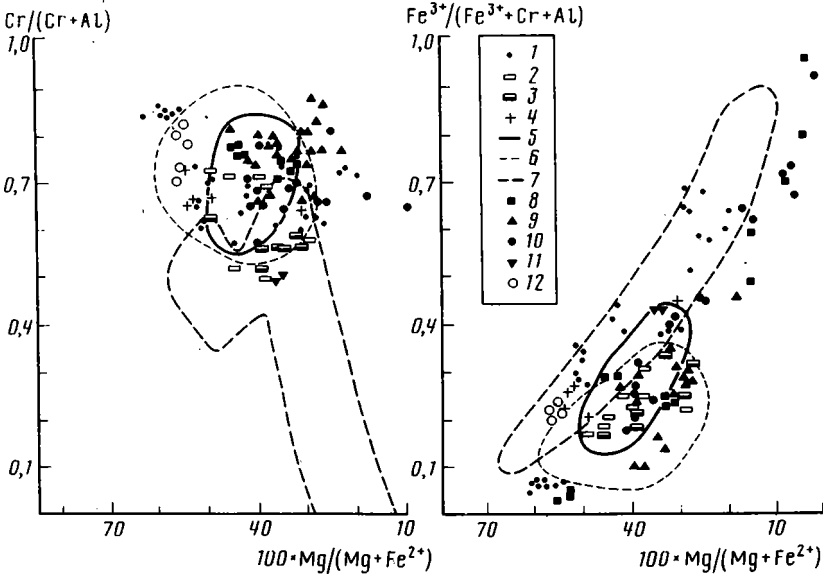


Рис. 5. Состав хромшпинели в координатах $Cr/(Cr+Al)$ — $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ — $Mg/(Mg+Fe^{2+})$: 1 — пикриты Новой Георгии, по [27]; 2 — массив Блэшк-Айленд, юго-восточная Аляска, по [21]; 3 — дуниты о-ва Ревиньон, по [15]; 4 — пикриты Аобы, по [27]; 5 — массивы аляскинского типа, по [16]; 6 — ксенолиты о-ва Адак, Алеутская дуга, по [16, 17]; 7 — вулканиды о-ва Гренада, по [27]; 8—12 — массивы Олюторской зоны: 8 — Снеговой, 9 — Гальмознанский [4], 10 — Сейнавский, 11 — Итчайваямский, 12 — пикриты вулканогенно-обломочной толщи, по [13, 14]

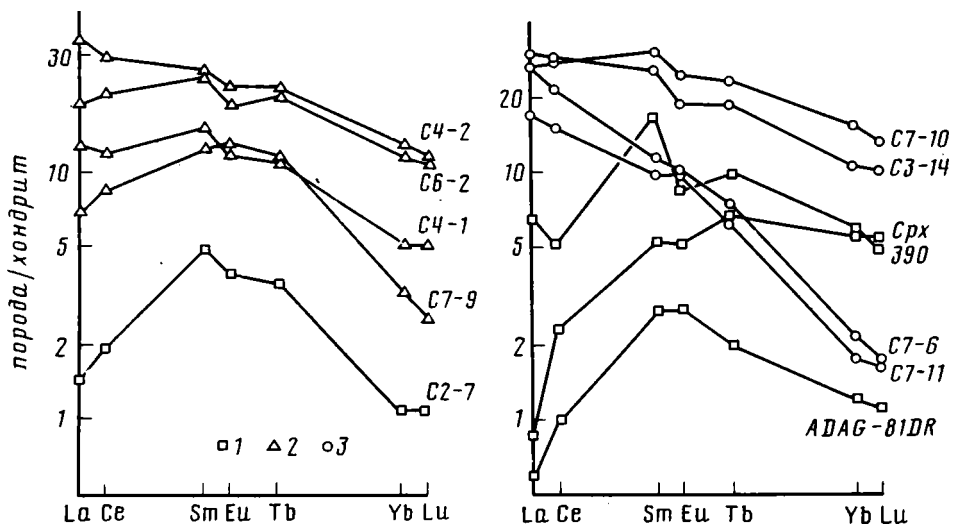


Рис. 6. Распределение РЗЭ в породах Снегового массива 1 — оливиновый клинопироксенит, 2 — габбро, 3 — породы жильной серии; образцы: с7-6, с7-11 — лейкодиориты, с3-14 — спессартит, с4-1, с6-2 — оливиновое габбро, с4-2 — габбродиорит, СРх — клинопироксен из верлитов Омана, по [26], 390 — клинопироксенит, массив горы Медведя, Клатат, по [29], ADAG-81-DR — верлит, о-в Адак, по [17], другие — см. табл. 1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ МАССИВА

Содержание РЗЭ в породах Снегового массива (рис. 6) определялось методом нейтронной активации в Бронницкой геохимической экспедиции. В отличие от плутонических пород типичных островодужных серий габброиды и диориты Снегового массива характеризуются пониженными абсолютными концентрациями РЗЭ, а также отсутствием существенного роста содержания РЗЭ в процессе дифференциации пород.

Содержание РЗЭ в кумулятах определяется двумя факторами — составом родоначальной магмы и процентным соотношением в породе минералов кумулюса и интеркумулюсной жидкости. Содержание РЗЭ уменьшается в ряду: интерстиционный расплав > клинопироксен > ортопироксен, плагиоклаз > оливин [26, 29]. Общие концентрации РЗЭ в породах массива согласуются с этой схемой. Распределение РЗЭ в образцах из различных единиц массива (рис. 6) указывает на то, что все породы являются когенетичными — спектры распределения РЗЭ во всех образцах схожи и характеризуются обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых. Оливиновым клинопироксенитам свойственны наиболее низкие общие концентрации РЗЭ. Очевидно, что содержание в них РЗЭ определяется содержанием РЗЭ в клинопироксене. Экспериментально определенные величины коэффициентов равновесия РЗЭ клинопироксен/расплав значительно выше для тяжелых РЗЭ, чем для легких [26]. Низкие содержания тяжелых РЗЭ в клинопироксенитах Снегового массива свидетельствуют об их изначально низкой концентрации в исходном расплаве. Габброиды характеризуются переменными содержаниями РЗЭ, что, вероятно, определяется вариациями содержания кумулюсного клинопироксена. В жильных породах отмечено два типа спектров распределения РЗЭ — для разностей, содержащих клинопироксен, наблюдается более слабое обеднение тяжелыми РЗЭ. Существенно плагиоклазовые породы резко обеднены тяжелыми РЗЭ. Похожие спектры отмечаются в жильной спессартит-вогезитовой серии Мачевнинского плутона Олюторской зоны [10, 11]. Отсутствие, либо слабая отрицательная Eu-аномалия во всех образцах означают, что фракционирование расплава происходило в окислительных условиях [26].

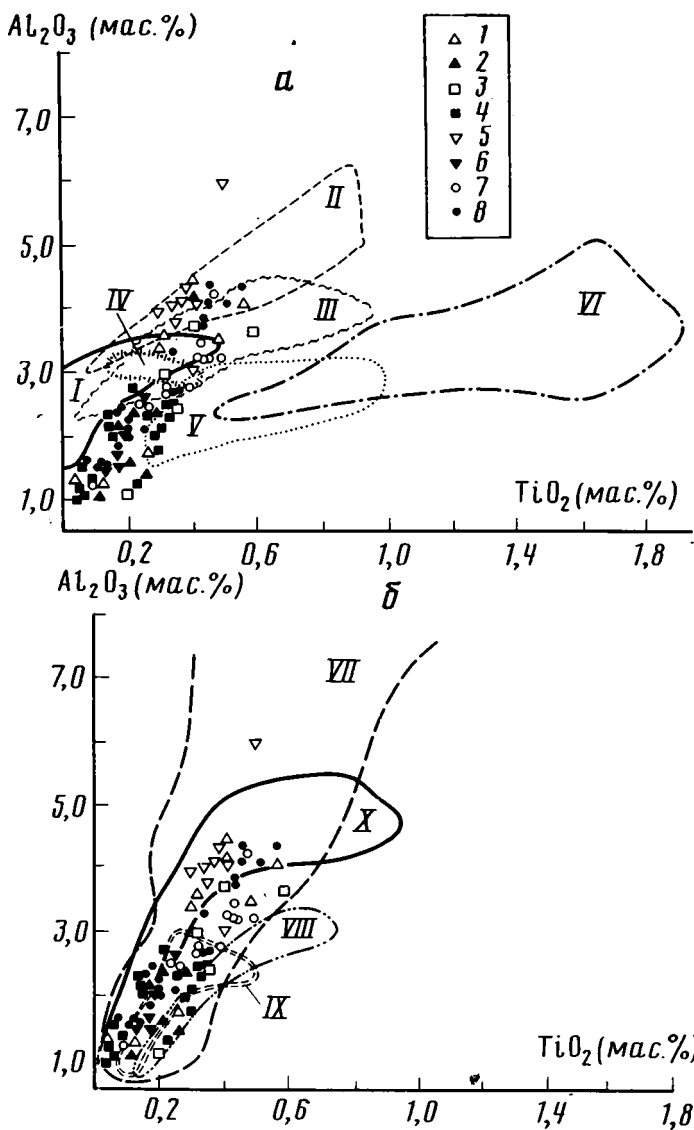


Рис. 7. Классификационные диаграммы $Al_2O_3 - TiO_2$ для клинопироксенов. Клинопироксены из габбро (1, 3, 5, 7) и гипербазитов 2, 4, 6, 8 Гальмознанского [4], Снегового, Итчайваямского и Сейнаевского массивов. А — поля клинопироксена из дунит-клинопироксенитовых серий массивов: I — Норт Арм Маунтин, Бэй оф Айлендс, по [18, 23]; II — Льюис Хилс, Бэй оф Айлендс, по [28]; III — Каньон Маунтин, по [20]; IV — верлитовые интрузии, Оман, по [15]; V — Оман, по [19, 25]; VI — о-в Ревиньон, по [15]; Б — поля клинопироксена из: VII — массивов пояса Бодэ Рэндж, по Л. Бернс, 1986 г. и ксенолитов о-ва Адак, по [16, 17]; VIII — массив горы Медведя, Клатат, по [29]; IX — Блэшк-Айленд, юго-восточная Аляска, по [21]; X — вулканитов вулканогенно-обломочной толщи Олоторской зоны, по [13, 14]

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ограниченная эволюция состава минералов в пределах мощных кумулятивных единиц Снегового массива свидетельствует о формировании пород в открытой магматической системе с постоянным подтоком новых порций примитивного расплава и удалением частично дифференцированной жидкости. После длительного фракционирования оливина и хромшпинели и образования слоя дунитов была достигнута оливин-клинопироксеновая котектика и началось накопление оливин-пироксеновых кумулятов. Инъекции примитивного расплава в камеру, содержащую кристаллы кумулюса и частично дифференцированную жидкость,

приводили к локальному несмещению, в результате чего фракционирование отдельных порций магмы происходило независимо. Строение последовательности оливин-клинопироксеновых кумулятов подтверждает сложность процессов, протекавших в камере. Габброиды — продукт кристаллизации остаточной жидкости. Качественная оценка состава исходного расплава показывает, что он характеризовался низкими содержаниями Al, Ti, высоким Ca/Al- и Mg/Fe-отношениями.

Состав минеральных парагенезисов интрузивного комплекса идентичен набору минералов-вкрапленников (оливин, хромшпинель, клинопироксен) в пикритах и базальтах вмещающей вулканогенно-обломочной толщи. Составы минералов вулканического и плутонического комплексов перекрываются (рис. 4—7). Отметим, что составы хромшпинелей и клинопироксенов Снегового массива сходны с составами фенокрист из примитивных пикритов Соломоновых островов (аналоги вулкаников Олюторской зоны [13, 14] и так же, как последние отвечают ранней стадии развития островной дуги, накапливаясь непосредственно на офиолитовом основании [27]). Это сходство наряду с пространственной и временной ассоциацией, по-видимому, свидетельствует о взаимосвязи вулканического и плутонического комплексов. Поскольку вулканики имеют порфиновые структуры, их состав не отвечает составу исходного расплава. Они представляют результат кристаллизации расплава, излившегося на поверхность после предварительного частичного фракционирования [14]. Поэтому, вероятно, что интрузивы типа Снегового массива являлись промежуточными очагами, в которых происходил этот процесс. Эти очаги располагались на верхних коровых уровнях. По внутреннему строению и петрографии пород Снеговой массив сходен с зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми комплексами аляскинского и дунит-клинопироксенит-габбродиоритовыми комплексами кламатского типов, формирование которых связывается с обстановками интраокеанических островных дуг [21, 29, 30].

Клинопироксены Снегового и других массивов Олюторской зоны характеризуются низкими содержаниями титана и алюминия. При переходе от пироксенитов к габброидам в клинопироксене, при ограниченном увеличении TiO_2 , наблюдается быстрое накопление глинозема (рис. 7, А). Подобный тренд наблюдается в клинопироксенах других мафит-ультрамафитовых островодужных плутонических ассоциаций, таких, как массивы пояса Бодэ Рэнч (юг центральной Аляски), комплекс горы Медведя (горы Кламат), массив Блэшк-Айлэнд (юго-восточная Аляска), а также в клинопироксенах верлитов и клинопироксенитов из ксенолитов (отторженцы вещества нижней коры дуги [17]) в лавах вулканов Адагдак и Моффет (Алеутская дуга). На рис. 7, Б показана диаграмма $Al_2O_3 - TiO_2$ в клинопироксене, на которую нанесены составы этого минерала из массивов Олюторской зоны и дунит-клинопироксенитовых серий офиолитов, сформировавшихся в различных геодинамических режимах. Видно, что клинопироксены этих серий характеризуются гораздо более пологими трендами накопления алюминия относительно титана. Такая особенность клинопироксенов из островодужных плутонических комплексов, видимо, объясняется высоким содержанием воды в островодужных расплавах. Высокое давление водного флюида в расплаве препятствует кристаллизации плагиоклаза и приводит к тому, что весь кальций и алюминий реализуются в клинопироксене [16, 17].

Спектры распределения РЗЭ в клинопироксените Снегового массива (рис. 6) показывают сходство с пироксенитами из островодужных массивов и отличаются от спектров распределения РЗЭ клинопироксена из расслоенной серии офиолитового комплекса Семайл (Оман) [26].

Таким образом, приведенный материал позволяет заключить, что одной из особенностей интрузивного магматизма ранней стадии развития энсиматических островных дуг является формирование дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. Плутоны представляют собой застывшие магматические очаги, в которых осуществлялось частичное фракционирование родоначальных расплавов, дающих начало островодужным вулканическим сериям. Массивы Олюторской зоны приурочены к центральной части островодужного вулканического пояса и маркируют его вулканическую ось.

Список литературы

1. Александров А. А., Богданов Н. А., Паладжян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья. // Геотектоника. 1980. № 3. С. 111—122.
2. Аншкеева Л. И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: НИИГА, 1968. 19 с.
3. Астраханцев О. В., Батанова В. Г. Дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы юга Корьякии // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: 1989. С. 14.
4. Астраханцев О. В., Батанова В. Г., Перфильев А. С. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенитового массива // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47—62.
5. Астраханцев О. В., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Федоров П. И. Строение фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 157—160.
6. Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 283. Новосибирск: Наука, 1979. 250 с.
7. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
8. Грановский А. Г., Гуляева Г. Я. Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 56—67.
9. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. С. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 218 с.
10. Кебезинкас П. К. Флогопит-амфиболовые ультрамафиты Мачевнинского плутона (лампрофировый магматизм в зачаточной островной дуге, Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 3. С. 43—50.
11. Кебезинкас П. К., Ефремова Л. Б., Сорокина Н. А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах // Геохимия. 1991. (в печати).
12. Патрис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
13. Федоров П. И., Казимиров А. Д. Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 456—460.
14. Федоров П. И. Геохимическая эволюция мел-палеоценового вулканизма юга Корякского нагорья и Среднего хребта Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИИ АН СССР, 1990. 20 с.
15. Auge T., Lerebour P., Ranson J.-P. The grand Brule Exploration drilling: new data on the framework of the Piton de la Fournaise Volcano // J. Volcan. Geotherm. Res. 1989. V. 3. № 1. P. 139—151.
16. Conrad W. R., Kay R. W. Ultramafic and mafic inclusion from Adak Island. Crystallization history and implication for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt 1. P. 88—125.
17. DeBari S., Kay R. W. Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Island, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an Island arc // J. Geol. 1987. V. 95. № 3. P. 329—341.
18. Elthon D., Casey J. F., Komor S. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain Massif of the Bay of Island ophiolite: Evidence for High-pressure crustal fractionation of oceanic basalts // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B10. P. 8717—8734.
19. Ernewein M., Pflumio C., Whitechurch H. The death of the accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman) // Tectonophysics. 1988. V. 151. № 2. P. 247—274.
20. Himmelberg G. R., Loney R. A. Petrology of ultramafic and gabbroic rocks of the Canyon Mountain ophiolite Oregon // Amer. J. Sci. 1980. V. 280-A. Pt 1. P. 232—268.
21. Himmelberg G. R., Loney R. A., Craig J. T. Petrogenesis of the ultramafic complex at the Blashke Islands, Southeastern Alaska // U. S. Geol. Surv. Bull. 1986. V. 1662. № 1. P. 1—14.
22. Kay S. M., Kay R. W. Role of crystal cumulates and oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc // Geology. 1985. V. 3. № 7. P. 460—464.
23. Komor S. C., Elthon D., Casey J. F. Mineralogic variation in a layered ultramafic cumulate sequence at the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № B9 P. 7705—7736.
24. Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifere. Implication petrogenetiques: teneur en chrome des spinelles // Bull. Mineral. 1982. V. 105. P. 197—202.
25. Pallister J. S., Hopson C. A. Samail ophiolite Plutonic suite: Fieldrelation, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. NB4; P. 2594—2608.
26. Pallister J. S., Knight R. I. Rare earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1986. V. 86. B4. P. 2673—2691.
27. Ramsay W. R. H., Crawford A. J., Foden J. D. Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. № 4. P. 386—402.
28. Smith S. E., Elthon D. Mineral composition of plutonic rocks from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B4; P. 3450—3468.
29. Snoke A. W., Quirk J. E., Bowman H. R. Bear Mountain igneous complex Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silic calc-alkaline suite // J. Petrol. 1981. V. 22. Pt 4. P. 501—552.
30. Snoke A. W., Sharp W. D., Wright J. E., Saleeby J. B. Significance of mid-Mesozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath Mountains — western Sierra Nevada, California // Geology. 1982. V. 10, № 3. P. 160—166.
31. Leblance M., Dupuy C., Merlet C. Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite of ophiolites // Sci. Geol. Bull. 1984. V. 37. № 2. P. 131—135.

УДК 550.93:552.16 (517)

© 1992 БИБИКОВА Е. В., КИРНОЗОВА Т. И., КОЗАКОВ И. К.,
КОТОВ А. Б., НЕЙМАРК Л. А., ГОРОХОВСКИЙ Б. М.,
ШУЛЕШКО И. К.

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО СКЛОНА МОНГОЛЬСКОГО И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ УРАН-СВИНЦОВОГО ДАТИРОВАНИЯ

Проведено U—Pb-изотопное датирование по аксессуарным цирконам раннескладчатых интрузивных гранитоидов II и III тектонометаморфических циклов в полиметаморфических комплексах южного склона Монгольского и Гобийского Алтая. Получены конкордантные значения возрастов — 370 ± 5 млн. лет для гранитоидов массива Эргини-Ус (III_у) Бодончинского блока и 385 ± 5 млн. лет для гранитоида II_у в центральной части Цогтского блока. Согласно полученным данным, становление массивов раннескладчатых гранитоидов II и III тектонометаморфических циклов происходило в девоне, в узком временном интервале, не превышавшем 20 млн. лет.

Bibikova Ye. V., Kirnozova T. I., Kozakov I. K., Kotov A. B., Neymark L. A., Gorokhovskiy B. M., Shuleshko I. K. Polymetamorphic complexes of the southern slope of the Mongolian and Gobi Altai: results of U—Pb dating. *Geotectonics*. 1992. № 2. The U—Pb isotopic dating was done after accessory zircons of the early folded intrusive granitoids II and III pertaining to tectonometamorphic cycles of polymetamorphic complexes found in the southern slope of the Mongolian and Gobi Altai. The following concordant values were obtained: 370 ± 5 mln. y. for granitoids of the Ergini-Us massif (III_у) belonging to the Bodonchin block and 385 ± 5 mln. y. for II_у granitoids in the central part of the Tsogt block. According to the obtained data the massives of early folded granitoids II and III of tectonometamorphic cycles were established in the Devonian within a narrow time interval, no more than 20 mln. y.

В структурах палеозойд Монгольского и Гобийского Алтая широко распространены породы, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой и иногда гранулитовой фации [4, 7, 15]. Однако существующие представления о возрасте и последовательности формирования этих метаморфических комплексов имеют во многом противоречивый характер. Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о возрастных соотношениях метаморфических событий в полиметаморфических комплексах южного склона Монгольского и Гобийского Алтая и в примыкающих к ним с севера толщах, содержащих силурийскую фауну и однократно метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации (рис. 1).

На первых этапах изучения все эти метаморфические комплексы включались в состав единой одноактной метаморфической зональности [5, 8]. Позднее было обосновано представление о том, что часть из них, а именно кристаллические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая, являются полиметаморфическими [12]. По мнению К. Б. Кепежинскаса с соавторами [9, 10], они сформировались в течение архейского и раннепротерозойского циклов регионального метаморфизма и являются одновозрастными с архейскими образованиями, известными среди ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны. При этом главным доводом в пользу заключения о возрасте метаморфизма этих комплексов послужило присутствие в них дистен-ставролит-гранат-биотитовых пород, которые рассматриваются не только как метаморфические, но и как возрастные аналоги сланцев «свиты кейв», возникших при раннепротерозойском диафорезе пород архея [9]. Однако такого рода «аналогии» не могут служить критерием для

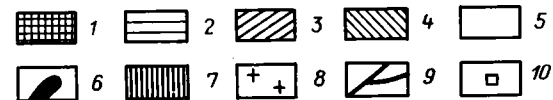
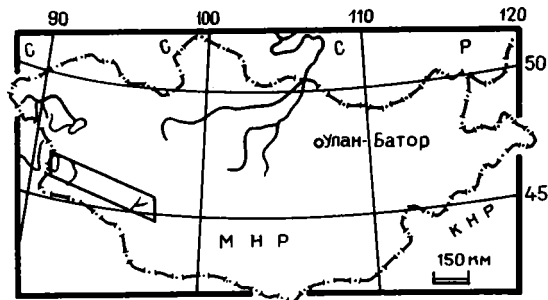


Рис. 1. Схема расположения полиметаморфических комплексов южного склона Монгольского и Гобийского Алтая по [12] с изменениями
 1 — нерасчлененные полиметаморфические комплексы; 2 — толщи венда — нижнего кембрия; 3 — преимущественно зеленосланцевые толщи верхнего кембрия — силура; 4 — неметаморфизованные толщи девона — карбона; 5 — мезо—кайнозойские толщи; 6 — гипербазиты,

габброиды; 7 — габброиды, диориты, плагиограниты (палеозой); 8 — граниты, граносиениты (поздний палеозой); 9 — разломы; 10 — участки опробования в Бодончинском (см. рис. 2 и 3) и Цогтском блоках. Цифры в кружках — блоки полиметаморфических пород: 1 — Булганский; 2 — Бодончинский; 3 — Барлагинский; 4 — Цэлский; 5 — Цогтский. На врезке показано местоположение схемы

Схема корреляции эндогенных процессов в кристаллических комплексах южного склона Монгольского и Гобийского Алтая

Тектонометаморфический цикл	Этап деформации	Главные структурные формы	Метаморфизм	Магматизм и ультраметаморфизм
IV	IV D ₂	IV S ₂ — разломы		IV γ ₂ — граниты и граносиениты
	IV D ₁	IV F ₁ — северо-западные прямые изоклиальные складки; IV S ₁ —кристаллизационная сланцеватость, кливаж	Фации зеленых сланцев (T=450—500° C, P=3—4 кбар)	
				IV γ ₁ — диориты и плагиограниты

Дайки основных пород

III	III D ₃	III F ₃ — открытые складки		III γ ₂ — граниты, аплиты и пегматиты Локальная мигматизация
	III D ₂	III F ₂ — северо-западные прямые сжатые складки; III S ₂ , III L ₂ — кристаллизационная сланцеватость, линейность		
			Амфиболитовая фация (T=600—650° C, P=5,5—7 кбар)	III γ ₁ — габбро, диориты и плагиограниты
	III D ₁	III F ₁ — лежащие изоклиальные складки; III S ₁ , III L ₁ — кристаллизационная сланцеватость, линейность		

Рои даек основных пород (гашуннурский комплекс)

II				II γ ₂ — граниты Мигматизация
	D ₂	II F ₂ — северо-восточные, субмеридиональные прямые изоклиальные складки; II S ₂ , II L ₂ — кристаллизационная сланцеватость, линейность		
			Амфиболитовая фация (T=600—700° C, P=4—5 кбар)	II γ ₁ — плагиограниты, гранодиориты
II	D ₁	II S ₁ , II L ₁ — субгоризонтальная кристаллизационная сланцеватость, линейность		

Дайки основных пород

I		Формирование пород, метаморфизованных к началу II тектонометаморфического цикла в условиях гранулитовой фации		
---	--	---	--	--

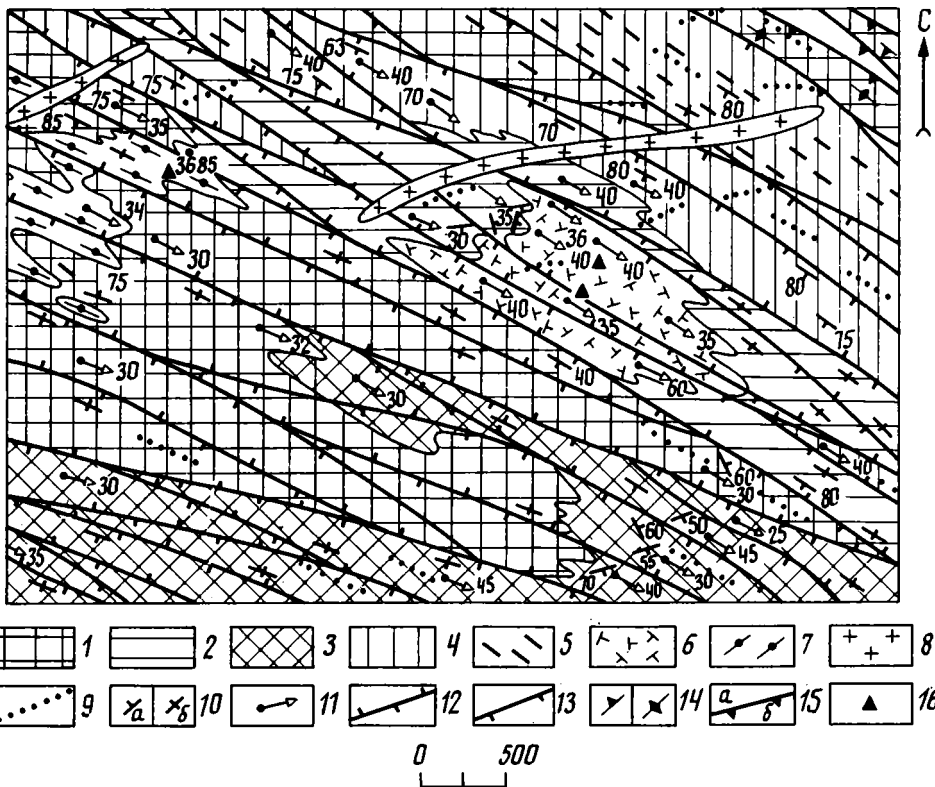


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Центральной части Бодончинского блока в районе родника Эргини-Ус по [12] с изменениями

1 — биотитовые плагиогнейсы; 2 — гнейсы и амфиболиты; 3 — биотитовые гнейсы и сульфидные гранат-амфиболовые гнейсы; 4 — гранат-дистен-ставролитовые сланцы; 5 — рои даек базитов (гашунурский комплекс); 6 — раннескладчатые габброиды, диориты, плагиограниты — III_{у1}; 7 — огнейсованные плагиограниты III_{у1}; 8 — аплиты, пегматиты — III_{у2}; 9 — жильные поля гранитоидов — III_{у2}; 10 — кристаллизационная сланцеватость — III S₂; а — наклонная, б — вертикальная; 11 — ориентировка шарниров складок III F₂ и линейности III L₂; 12, 13 — зоны рассланцевания III S₂; 12 — вертикальные; 13 — запрокинутые; 14 — сланцеватость IV S₂; а — наклонная, б — вертикальная; 15 — зоны бластомилонитов фации зеленых сланцев; 16 — места взятия проб. Местоположение карты см. на рис. 1

оценки возраста проявления регионального метаморфизма и тем более формирования структурно-вещественных комплексов.

По данным других исследователей, метаморфические и деформационные преобразования, происходившие в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии и определяющие внутреннюю структуру блоков, сложенных полиметаморфическими породами, наложены на толщи так называемого джиргалантского комплекса, содержащие достаточно проблематичные остатки микрофитофоссилий среднего — позднего рифея [17]. Это послужило основанием для отнесения указанных метаморфических преобразований к позднему рифею, а более ранние метаморфические процессы высокотемпературной амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии и гранулитовой фации были условно отнесены к раннему докембрию [12].

Таким образом, на сегодняшний день мы не располагаем независимой информацией, которая позволяет надежно определить время проявления процессов

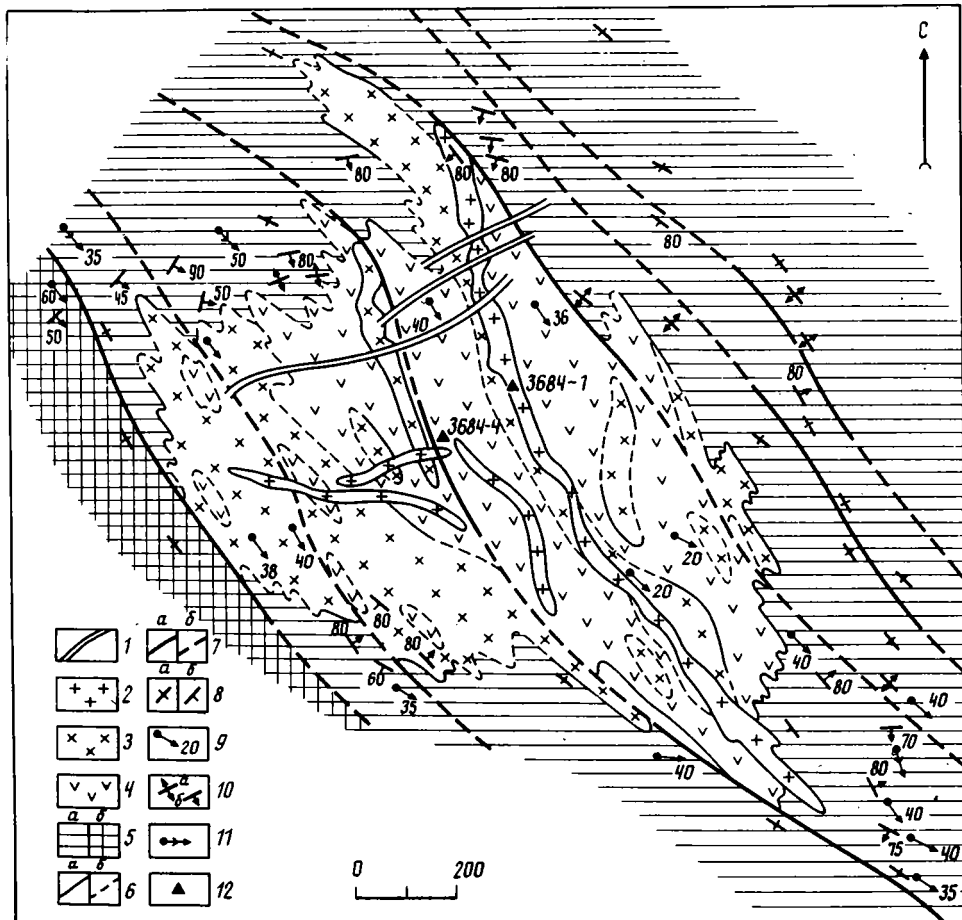


Рис. 3. Геологическая карта массива Эргини-Ус. Составлена А. Б. Котовым
 1 — аплиты и пегматиты Шу₂; 2, 4 — раннескладчатые интрузивные образования Шу₁; 2 — плагиограниты (III фаза), 3 — тоналиты, кварцевые диориты и диориты (II фаза), 4 — габбро-диориты и габбро (I фаза); 5 — толщи: а — переслаивания гнейсов и амфиболитов, б — биотитовых плагиогнейсов; б — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — субвертикальные зоны расланцевания III S₂: а — сплошные, б — прерывистые; 8 — кристаллизационная сланцеватость III S₁: а — вертикальная, б — наклонная; 9 — линейность III L₂; 10 — линейность III L₁: а — вертикальная, б — наклонная; 11 — шарниры складок III F₂; 12 — места отбора проб на возраст. Местоположение карты см. на рис. 1

регионального метаморфизма и синхронной с ним складчатости в истории геологического развития полиметаморфических комплексов Монгольского и Гобийского Алтая. В связи с этим возникает необходимость вновь вернуться к обсуждению этого вопроса.

В обобщенном виде схема корреляции эндогенных процессов в кристаллических комплексах южного склона Монгольского и Гобийского Алтая приведена в табл. 1. В настоящей статье сделана попытка оценить возраст метаморфических и деформационных процессов, соответствующих второму и третьему тектонометаморфическому циклу этой структурно-возрастной шкалы. Согласно определению Ю. В. Миллера, тектонометаморфический цикл представляет собой «... тектоническое событие, выражающееся в совокупности эндогенных процессов, генетически связанных или сопутствующих одноактному проявлению метаморфизма, включая, разумеется, и сам метаморфизм» [16, с. 3]. Наиболее благоприятными

объектами для датирования тектонометаморфического цикла являются раннескладчатые интрузивные гранитоиды, становление которых синхронно с кульминационной стадией регионального метаморфизма и формированием главных картируемых структур данного цикла. В полиметаморфических комплексах разновозрастные раннескладчатые гранитоиды соответственно позволяют датировать разновозрастные метаморфические и деформационные процессы, относящиеся к самостоятельным тектонометаморфическим циклам. В пределах рассматриваемого региона интрузивные гранитоиды этого типа установлены для III и II тектонометаморфических циклов (III_1 и II_1 , см. табл. 1).

Наиболее характерным примером III_1 является массив Эргини-Ус, закартированный в центральной части Бодончинского блока в районе одноименного родника (рис. 2). Этот массив представляет собой многофазное интрузивное тело, площадь которого составляет около 1,5 км² (рис. 3). Первая фаза массива сложена амфиболизированными габбро и габбро-диоритами, которые на отдельных участках обладают ярко выраженной полосчатой текстурой, обусловленной неравномерным распределением темноцветных минералов, и содержат включения амфиболизированных габбро-пироксенитов. Вторая фаза массива представлена амфиболовыми диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. И, наконец, к третьей фазе массива отнесены амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, слагающие дайковые тела мощностью от 10 до 60 м и протяженностью от 250 до 1700 м.

В приконтактных зонах массива породы первой и второй фаз содержат ксенолиты вмещающих пород с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью $III S_1$. Кроме того, поверхности контактов массива пересекают эту сланцеватость, а также крылья и осевые плоскости изоклинальных складок $III F_1$. В то же время все породы массива участвуют в формировании северо-западных субвертикальных зон рассланцевания $III S_2$, в пределах которых в них наблюдается агрегатная линейность по амфиболу и биотиту, погружающаяся на ЮВ 110—120° под углом в среднем 30—40° (см. рис. 2, 3). Другими словами, становление массива Эргини-Ус произошло в интервале между этапами $III D_1$ и $III D_2$ на рубеже между первой и второй стадиями развития III тектонометаморфического цикла, структурные преобразования которого протекали в $P-T$ -условиях ставролит-биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации [12]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что массив Эргини-Ус является типичным примером раннескладчатых интрузивных ассоциаций тектонометаморфического цикла [13, 14], датирование которых, как уже отмечалось ранее [1, 2], позволяет определить не только возраст конкретного массива, но и время проявления главной фазы складчатости и сопутствующего ей метаморфизма данного цикла.

Массивы и отдельные небольшие тела раннескладчатых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов второго тектонометаморфического цикла (II_1 , с. табл. 1) известны во многих блоках полиметаморфических пород южного склона Монгольского и Гобийского Алтая. Однако в большинстве случаев их внутренняя структура определяется наложенными структурно-метаморфическими преобразованиями III тектонометаморфического цикла, а слагающие их гранитоиды превращены в гнейсо-граниты, в которых первичные магматические минералы сохраняются только в виде реликтов.

Учитывая это обстоятельство, авторы выбрали в качестве объекта для проведения изотопных исследований II_1 центральной части Цогтского блока (см. рис. 1). Здесь в скальных обнажениях правого берега ручья Турген-Гол, в 16 км ниже сомона Цогт, в пределах сравнительно небольшого участка структурно-метаморфические преобразования III тектонометаморфического цикла проявлены очень слабо, что позволяет надежно определить характер соотношений тел II_1 со структурными элементами рамы. В результате изучения этих обнажений установлено, что интрузивные тела II_1 пересекают сланцеватость $II S_1$. В то же время на них наложена сланцеватость $II S_2$ и, кроме того, они прорываются дайками базитов гашунурского комплекса, которые в свою очередь деформированы в ходе формирования структур III тектонометаморфического цикла.

Результаты U-Pb-изотопных исследований цирконов

Номер образца, размер фракции	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца		
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
3684-1	15,7	236	1113	0,06721	0,22001
3685 (+0,1)	23,8	397	2375	0,06012	0,13776
3685 (+0,08)	25,5	403	940	0,06937	0,1903
5188	45,7	688,5	3413	0,05882	0,1888

Номер образца, размер фракции	Возраст, млн. лет		
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
3684-1	0,4931	0,0589	0,0540
	370	369	373
3685 (+0,1)	0,4295	0,0577	0,0539
	363	362	369
3685 (+0,08)	0,4238	0,0572	0,0538
	358	358	362
5188	0,4623	0,0615	0,0545
	386	385	392

Иными словами, эти гранитоиды, так же как и III_у, по своему геологическому положению относятся к типичным раннескладчатым интрузивным образованиям, т. е. определение их возраста позволяет одновременно датировать и время проявления структурно-метаморфических преобразований II тектонометаморфического цикла.

Для изотопного датирования III тектонометаморфического цикла были выделены цирконы из плагигранитов третьей фазы массива Эргини-Ус (проба 3684-1), а также из рассланцованных плагигранитов (проба 3685), слагающих однофазное интрузивное тело, расположенное в 2 км к западу от этого массива (см. рис. 2) и занимающее такое же структурно-возрастное положение.

«Цирконы» в пробах представлены одной генерацией — призматическими прозрачными и полупрозрачными зернами магматического происхождения. Степень измененности цирконов из пробы 3684-1 значительно ниже, чем в пробе 3685, где присутствует много замутненных и трещиноватых зерен с включениями магнетита. Поэтому в пробе 3685 были проанализированы наиболее прозрачные и хорошо оформленные кристаллы циркона двух размерных фракций — крупнее 0,1 и 0,1—0,08 мм.

С целью изотопного датирования II тектонометаморфического цикла были выделены цирконы из роговообманковых гранодиоритов II_у Цогтского блока, геологическое положение которых описано выше. Цирконы в пробе 5188 также представлены одной генерацией — трещиноватыми неокрашенными призматическими кристаллами со сглаженными вершинами (КУД-1/4), содержащими микровключения магнетита.

Разложение проб и хроматографическое выделение U и Pb для изотопного анализа проводилось по методу Т. Е. Кроу [19]. Точность определения U- и Pb-методом изотопного разбавления составила +1%. Изотопный состав Pb измерен на многоколлекторном масспектрометре Finigan MAT 261 с использованием силикагеля в качестве эмиттера ионов. Холостое загрязнение не превышало 0,5 нг Pb.

Результаты изотопного анализа приведены в табл. 2 и на рис. 4. Для изученных цирконов характерны невысокие концентрации урана и достаточно радиогенный изотопный состав свинца при его исключительно низком содержании. Возрасты, рассчитанные по различным изотопным отношениям в соответствии с общепри-

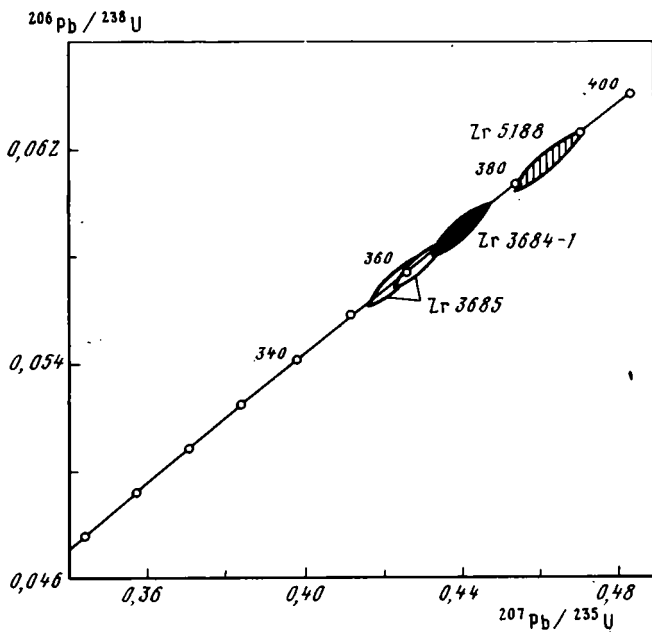


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов раннескладчатых гранитоидов III γ (пробы 3684-1, 3685) и (проба 5188)

нятыми константами распада [20], оказались практически конкордантными (см. табл. 2 и рис. 4) и составляют для пробы 3684—371±2 млн. лет, а для пробы 3685—365±4 млн. лет. Принимая во внимание лучшую сохранность циркона из пробы 3684, мы принимаем в качестве оценки времени становления массивов типа Эргини-Ус (III γ) возраст 370±5 млн. лет. Аналогичным образом рассчитанные возрастные значения для цирконов из пробы 5188 (II γ) также оказались практически конкордантными (см. табл. 2 и рис. 4) и составляют 385±5 млн. лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что становление массивов раннескладчатых гранитоидов II и III тектонометаморфических циклов и, следовательно, проявление эндогенных процессов этих циклов относятся соответственно к рубежу раннего и среднего девона и к позднему девону [18]. Обращает на себя внимание, что рассматриваемые тектонометаморфические циклы охватывают очень небольшой промежуток времени, не более 25 млн. лет, что принципиально отличает их от тектонометаморфических циклов, проявленных в дорифейских образованиях Байдарикского блока Баян-Хонгорской зоны ранних каледонид Центральной Монголии [1, 2] и в кристаллических комплексах фундамента Сибирской платформы [3, 6].

Это различие скорее всего определяется приуроченностью кристаллических образований южного склона Монгольского и Гобийского Алтая к зоне герцинской активной континентальной окраины [11].

Список литературы

1. Бибилова Е. В., Байкова В. С., Гороховский Б. М. и др. Раннепротерозойский рубеж докембрия Байдарикского блока Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 57—62.
2. Бибилова Е. В., Грачева Т. В., Козаков И. К. и др. Геохронологическое обоснование раннепротерозойского тектонометаморфического цикла в архейских образованиях каледонид Центральной

- Монголии//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 190—195.
3. Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Макаров В. А. Возрастные рубежи в эволюции шарыжалгайского комплекса Прибайкалья (U-Pb-система цирконов)//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 162—170.
 4. Геологическая карта Монгольского Алтая. Масштаб 1 : 500 000/Под ред. Зайцева Н. С. М.: ГУГК, 1978.
 5. Гранитоидные и щелочные формации в структурах западной и северной Монголии. М.: Наука, 1975. 286 с.
 6. Другова Г. М., Морозова И. М., Левченков О. А. и др. Этапы развития раннего докембрия и проблема архейского фундамента западной части Алданского щита//Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 138—146.
 7. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб. 1 : 1 500 000/Под ред. Яншина А. Л. М.: ГУГК, 1989.
 8. Кебезинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
 9. Кебезинская К. Б., Кебезинская В. В. Карта метаморфических формаций Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 44 с.
 10. Кебезинская К. Б., Кебезинская В. В., Зайцев Н. С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии — кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
 11. Коваленко В. И., Ярмолюк В. В. Эволюция магматизма в структурах Монголии//Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23—54.
 12. Козаков И. К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
 13. Котов А. Б. Некоторые закономерности проявления мигматито- и гранитообразования в тектонометаморфических циклах раннего докембрия//Геология и геохронология докембрия//Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 130—144.
 14. Котов А. Б., Саморукова Л. М. Эволюция гранитообразования в тектонометаморфических циклах раннего докембрия. Л.: Наука, 1990. 160 с.
 15. Маркова Н. Г., Федорова М. Е. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии//Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 104—114.
 16. Миллер Ю. В. Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
 17. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1991. 156 с.
 18. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
 19. Krogh T. E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination//Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485—497.
 20. Steiger R. H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359—362.

Институт геологии и геохронологии
докембрия РАН, Санкт-Петербург,
199034

Поступила в редакцию
5.V.1991

Рецензент: А. Б. Дергунов

УДК 551.24

© 1992 г. СБОРЩИКОВ И. М., ШЕБУНИН С. Ю.

СТРУКТУРА КИНГС-ТРОГА КАК ВНУТРИПЛИТНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

Депрессия Кингс-Трог протягивается от Азоро-Бискайского поднятия почти до Срединно-Атлантического хребта. Подводными работами (сонарная съемка, погружения на аппаратах «МИР») установлено, что «внутренний» горст Палмер сложен нормальной океанической корой, структуры на нем ориентированы согласно с простираемостью магнитных аномалий и имеют признаки наложенных деформаций. Высказываются соображения в пользу природы Кингс-Трога как локальной структуры растяжения (в настоящее время уже отмершей), не связанной с какой-либо протяженной межплитной границей.

Sborshchikov I. M., Shebunin S. Yu. The structure of Kings Trough as an intraplate formation. *Geotectonics*, 1992. № 2. The Kings Trough depression extends from the Azoro-Biscay elevation and almost up to the Mid-Atlantic ridge. Submarine investigations (sonar survey, dives of «MIR» submersibles) have made clear that the Palmer inner horst is composed of normal oceanic crust, its structures are oriented in accordance with magnetic anomalies trending and have some features of superimposed deformations. Some scientists suggest that the Kings Trough was a local extension structure (disappeared by now), not related to any lengthy interplate boundary.

В Атлантике, северо-восточнее Азорских островов, находится достаточно крупная депрессия Кингс-Трог. Эта грабенообразная впадина протягивается в северо-западном направлении на 500 км с лишним, теряя четкость очертаний при приближении к Срединно-Атлантическому хребту. С юго-востока практически перпендикулярно к ней приключается известное Азоро-Бискайское поднятие (рис. 1). Депрессия ограничена крутыми линейными уступами (очевидно, сбросами). На юго-востоке она разветвляется, образуя две самостоятельные впадины: Фрин и Пик с хребтом Палмер между ними. Во впадине Пик отмечена и самая большая глубина в депрессии — 5,5 км.

Кингс-Трог как своеобразная структурная форма, необычная для центральных частей океана, привлекала к себе внимание исследователей, и в последние десятилетия после ряда геолого-геофизических экспедиций [1, 2, 4, 5, 9, 10] были установлены главнейшие черты ее строения. Не вызывает сомнения, что она возникла в процессе растяжения океанической коры, не дошедшего до полного разрыва и спрединга. Присутствие на бортах депрессии трахитов указывает на вулканическую деятельность, отождествляемую с «горячими точками» [11]. Геологические данные свидетельствуют о том, что формирование комплекса структур завершилось, вероятно, в конце раннего — начале среднего миоцена. Ни магнитометрические, ни другие геофизические данные не указывают на какие-то особые, аномальные условия в этом регионе, предопределившие развитие обстановки общего растяжения. Главнейшие вопросы, оставшиеся неясными, были связаны с альтернативным выбором: что же это — часть межплитной границы [1, 8] или локальное внутриплитное явление, а также с проблемой происхождения всей ассоциации структур, включая такой уникальный элемент, как хребет Палмер, возвышающийся над бортами впадин почти на 1 км. Этот хребет, исходя из находок серпентинитов на нем [2], некоторыми исследователями рассматривался как результат диапиризма серпентинитов. Учитывая материалы предшественников, в 19-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», имевшем на борту обитаемые аппараты «МИР», а также буксируемый гидролокатор бокового

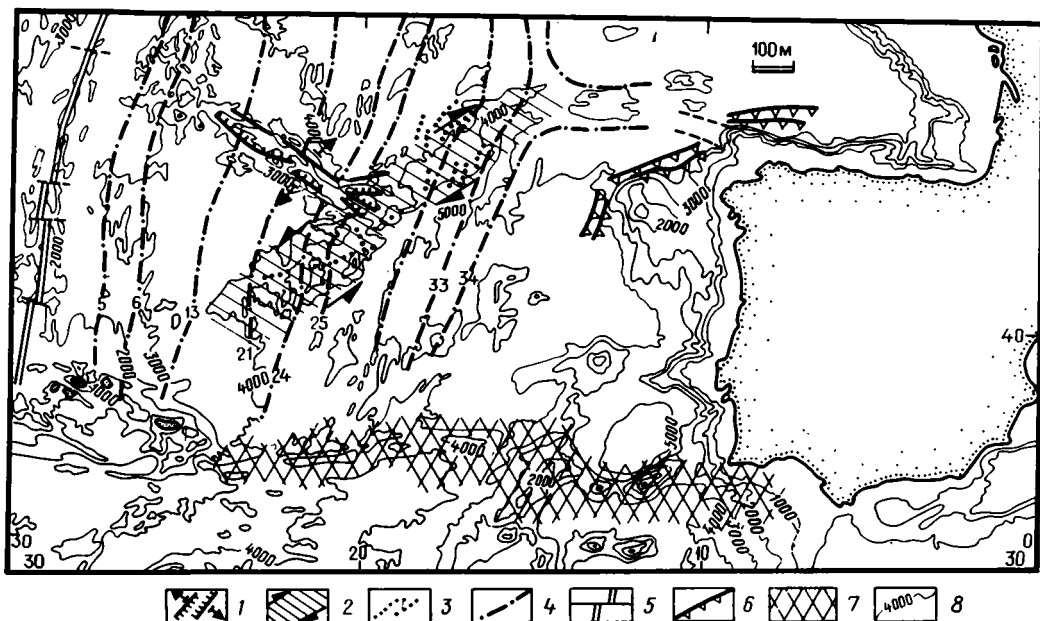


Рис. 1. Тектоническая схема района Атлантики с Кингс-Трогом и окружающими структурами
 1 — сбросы в пределах трога и направления растяжений; 2 — Азоро-Бискайское поднятие и направление сдвига; 3 — структурные элементы — гряды, уступы; 4 — линейные магнитные аномалии; 5 — Срединно-Атлантический хребет; 6 — взбросы и надвиги; 7 — Азоро-Гибралтарская тектоническая зона; 8 — изобаты

обзора (ГБО), основные усилия были сосредоточены на изучении юго-восточной части Кингс-Трога, главным образом в пределах хребта Палмер. На трех относительно небольших полигонах были выполнены детальные батиметрические съемки, проведены погружения «МИРов», а на центральном из них — несколько галсов ГБО (рис. 2). Эти преимущественно структурные наблюдения и использованы в настоящей работе.

Сонарная съемка была проведена четырьмя галсами в пределах юго-западного склона хр. Палмер (рис. 3). С учетом рельефа участка и общих особенностей буксировки аппарата (на малом ходу — 0,7—1,5 узла) были выбраны маршруты, практически все направленные с северо-востока на юго-запад. Точность привязки находилась в пределах нескольких десятков метров. Руководил съемкой Э. Л. Онищенко.

Одно из наиболее существенных заключений по результатам съемки, несомненно, связано с ориентировкой структур хребта Палмер, четко выявленной на сонограммах и подтвержденной в последующем подводными маршрутами на «МИРах». Впервые установлены морфологические элементы север—северо-восточного направления. Они выражены чередованием темных и светлых полос, соответствующих отражающим площадкам и акустическим теням за ними. Наиболее характерен тонкий линейный рисунок, отвечающий, очевидно, объектам на местности шириной в первые метры (рис. 4, а). Эти гряды, системы уступов довольно хорошо выдержаны по простиранию, как правило, отличаются очень ярким контрастным изображением. Учитывая результаты непосредственных наблюдений на дне из обитаемых подводных аппаратов в этом районе, можно предполагать два варианта объяснения природы этих морфологических элементов. Возможно, это выраженные в рельефе дайки долеритов, встречавшиеся на дне в нескольких маршрутах (правда, на глубинах, несколько больших, чем это отмечено сонарами). Но нельзя исключать и того, что линейные структуры могут иметь и чисто тектоническую природу. Образования типа трещин, тонкой слан-

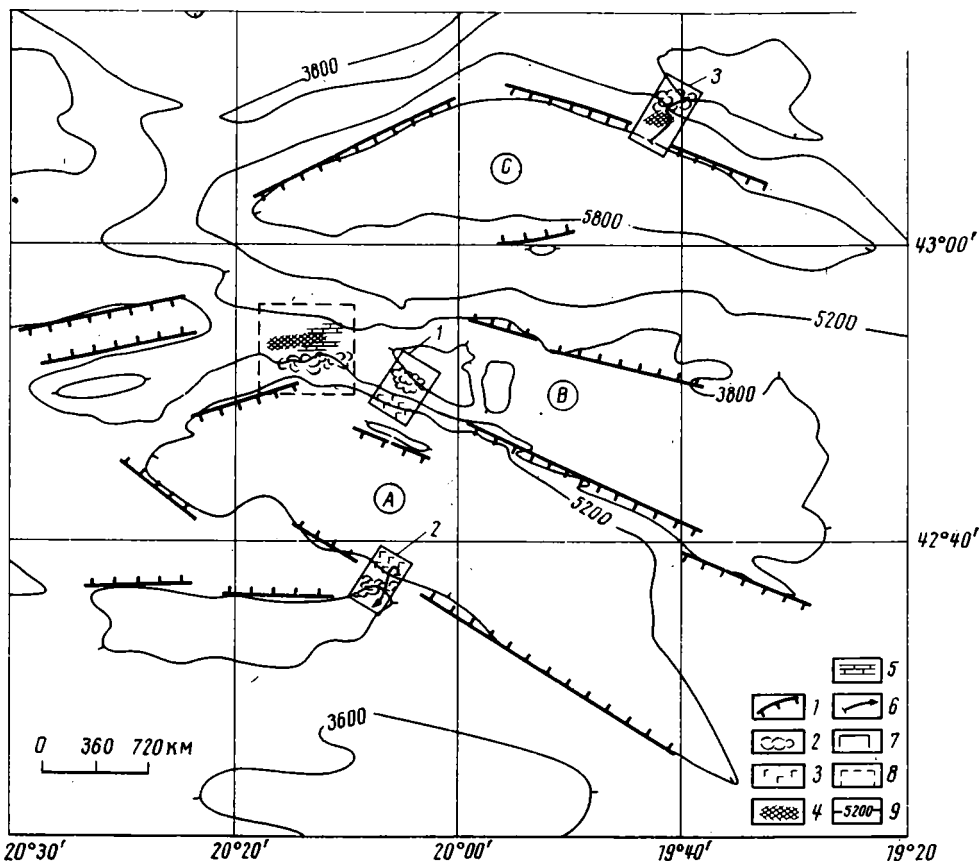


Рис. 2. Структурно-вещественная схема юго-восточной части Кингс-Трога с впадинами Фрин (А) и Пик (С) и хребтом Палмер (В)
 1 — уступы; 2 — базальты; 3 — габбро; 4 — серпентиниты; 5 — известняки; 6 — маршруты «МИ-Ров»; 7 — полигоны детальных исследований (полигон 1 в деталях дан на рис. 3); 8 — район работ судна «Дискавери» в 1965—1966 гг.; 9 — изобаты

цветности в массивных базальтах также неоднократно отмечались при подводных наблюдениях. Ослабленным зонам отвечают отрицательные формы рельефа различного масштаба, и это хорошо подчеркивается затеканием рыхлого осадочного материала в такие понижения, ложбинки. В отдельных скальных выходах структурная неоднородность, замеченная благодаря «струйкам» осадка при первых погружениях подводных аппаратов с наблюдателями, принималась за первичную «полосчатость» коренных пород. Что же касается ориентировки рассмотренных структурно-морфологических элементов (по данным локационной съемки и непосредственных наблюдений на дне), то очевидно преобладание генерального северо-восточного направления (в пределах 20—40°).

На сонограммах выражены и другие существенные структуры. Это ряд отчетливых крупных форм-гряд, расположенных, как правило, в поперечном к галсу направлении и с амплитудой уже порядка нескольких десятков (вплоть до сотни) метров (рис. 4, б). Они прежде всего видны на профиле первых отражений от дна непосредственно под аппаратом. Боковые отражения свидетельствуют о том, что здесь находится несколько мощных и крутых уступов. В некоторых местах полосчатый рисунок указывает на ступенчатое, террасообразное строение таких склонов. Видны также и обрывы, ориентированные поперек основных уступов и несколько косо по отношению к ним. Эти крупные структурные формы явно отличаются по своему простираению от тонкой полосчатости, больше

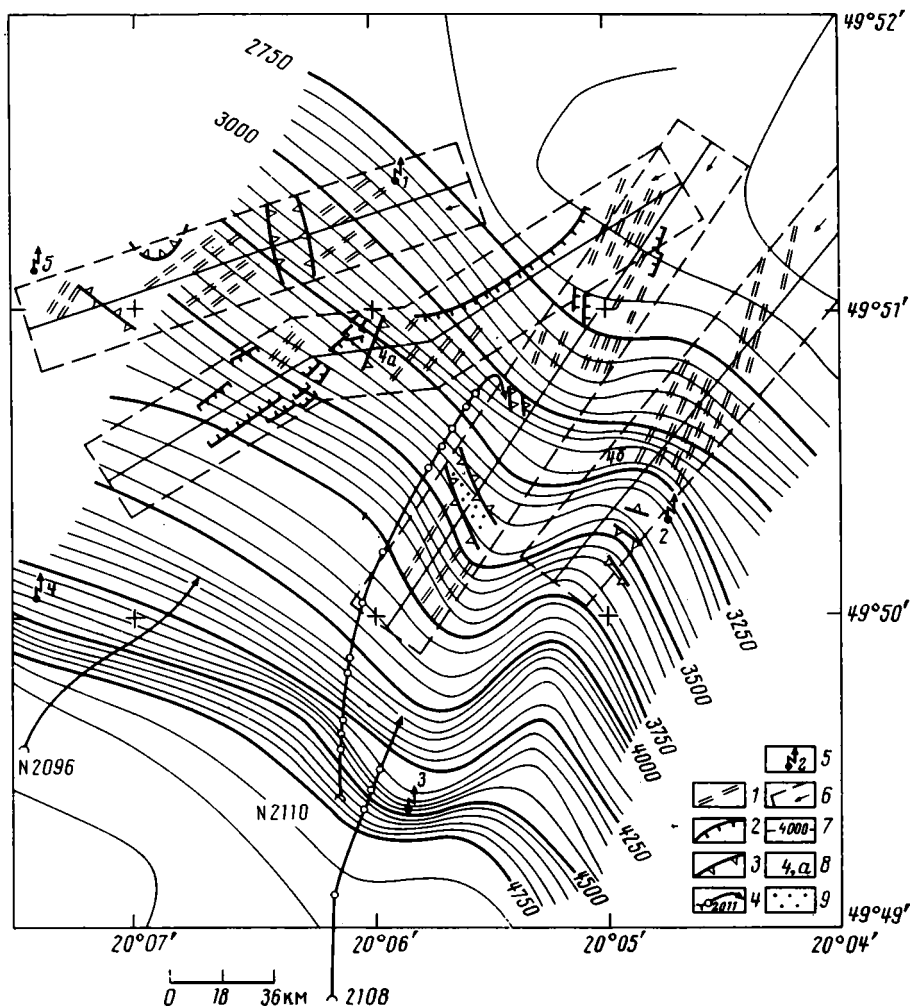


Рис. 3. Структурная схема юго-западного склона хр. Палмер
 1 — мелкие линейные формы; 2 — крупные уступы; 3 — гряды и депрессии; 4 — маршруты «МИРов»; 5 — донные маяки; 6 — площадь сонарной съемки и направление буксировки ГБО; 7 — изобаты; 8 — местоположение сонограмм (4, а, б); 9 — рыхлые осадки

приближаясь к меридиональному направлению. И следовательно, нельзя исключать того, что здесь мы имеем дело с двумя различными по происхождению образованиями.

Помимо линейных структурных форм отмечены также отражающие площадки неправильных конфигураций, хорошо выраженные в верхних частях склона. Это относительно небольшие уступы, гряды, вытянутые в широтном направлении. Судя по характеру изображения, размытым тонам и нечетким границам, это, вероятно, выходы отдельных пластов литифицированных осадочных пород, перекрывающих магматический фундамент океанической коры.

Результаты съемки, проведенной ГБО на южном склоне хр. Палмер, достаточно определенно свидетельствуют о том, что основными здесь являются структуры север—северо-восточных простираний. Это находится в полном согласии с ориентировкой магнитных аномалий к северу и югу от Кингс-Трога [10]. Аномалии отчетливо прослеживаются, прерываясь в районе депрессии, но практически никак не смещаясь, за исключением, быть может, аномалии № 25, «сдвинутой»

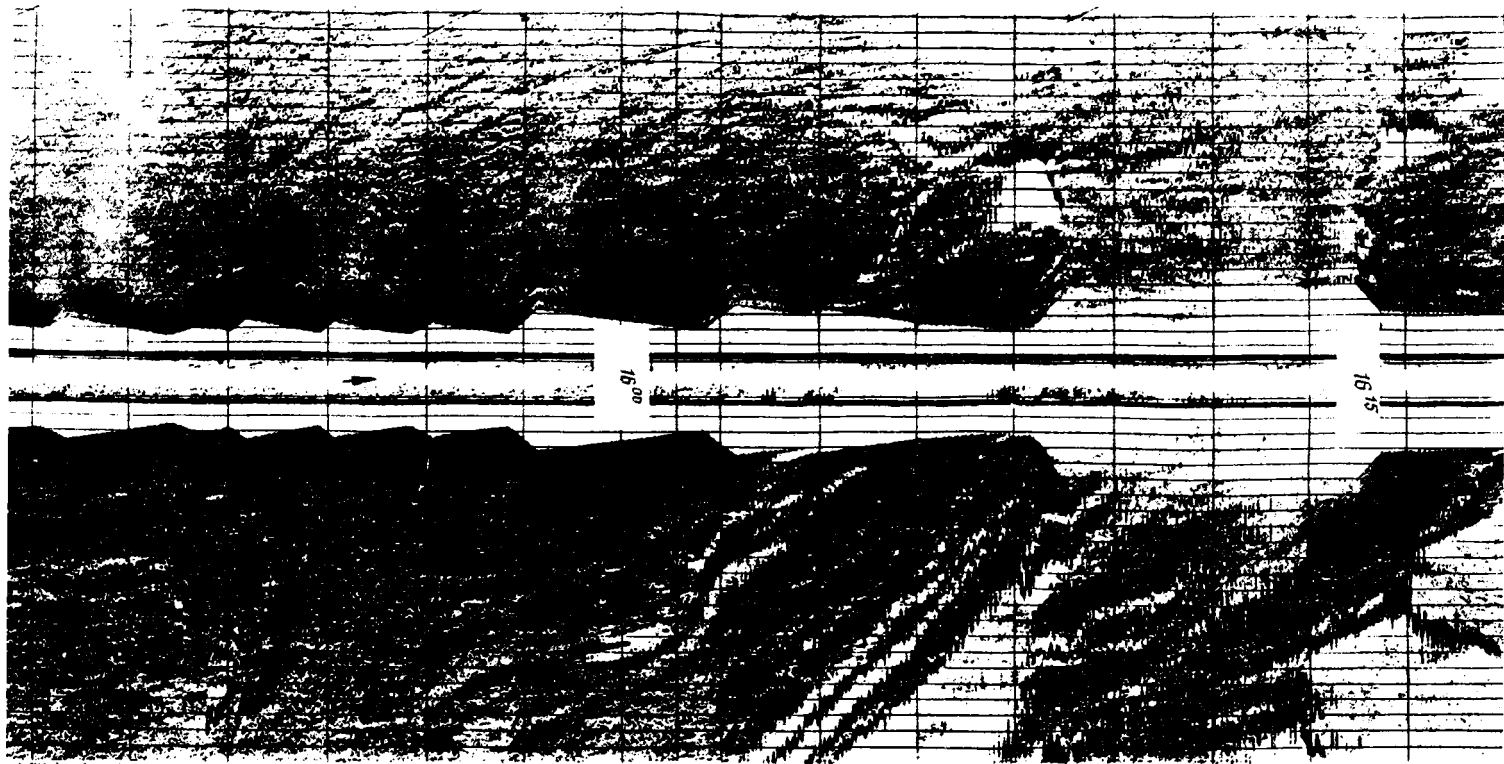


Рис. 4 «а»

Рис. 4. Сонограммы отдельных участков (положение их см. на рис. 3). Стрелка указывает направление буксировки ГБО

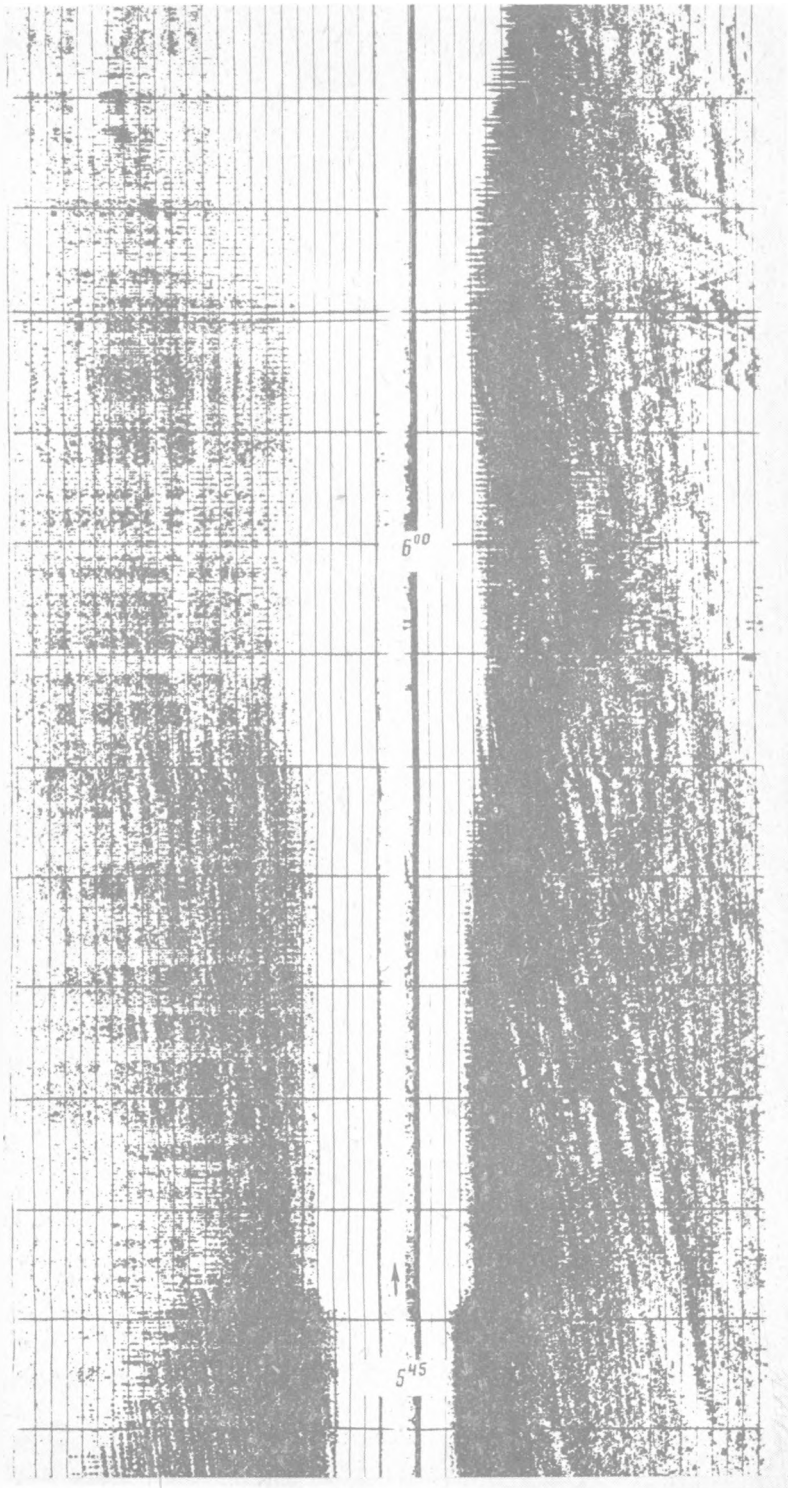


Рис. 4, б

древней трансформной зоной. Можно говорить определенно, что хребет Палмер представляет собой блок древней океанической коры, когда-то возникшей в оси Срединно-Атлантического хребта и затем, уже после перемещения этого участка в сторону, нарушенной при заложении секущей рифтовой структуры трога.

Изучением склона хр. Палмер с помощью обитаемых аппаратов «МИР» установлено наличие здесь нормального разреза океанической коры, в низах которой (у основания склона) залегают, видимо, габбро (образцов взять не удалось), выше находятся дайки долеритов, и наконец, венчается серия океаническими базальтами. Если мощности этих пачек и отличаются от встреченных в других местах Атлантики, то не слишком сильно. Как структура, так и комплекс пород данного участка резко контрастируют с изученными на том же хребте Палмер непосредственно западнее [2, 5]. Там в большом количестве были встречены серпентиниты (на различных участках склона), а также серпентинизированные перидотиты, габбро-амфиболиты. Именно большое количество серпентинитов породило гипотезу о возможной диапировой природе хребта Палмер. Однако на площади, изученной нами, никаких признаков диапиризма серпентинитов не отмечается. Наиболее вероятно, что хребет состоит из рассеянных субмеридиональными разрывами блоков, сложенных резко различными по составу комплексами, что вполне соответствует схеме образования океанической коры, расходившейся в стороны от спрединговой оси Срединно-Атлантического хребта. Отметим, что единственная находка серпентинита в экспедиции 19-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» связана с погружением на южном борту впадины Пик и какие-либо выводы по этому единичному образцу делать трудно.

В структуре хр. Палмер присутствуют, по-видимому, разнородные элементы, которые не просто разделить на группы в соответствии с их природой. С одной стороны, очевидно наличие некоторых форм, отвечающих главному направлению — положению древней спрединговой зоны Атлантики, например дайковых серий. С другой стороны, есть основания говорить и о наложенных, «вторичных», структурах тектонического происхождения. Вероятно, к ним следует отнести крупные уступы и гряды (особенно эффектно выраженные на западных галсах). Интересны и важны зоны трещиноватости и рассланцованности в коренных породах, выявленные прямыми наблюдениями на дне из обитаемых подводных аппаратов «МИР». Признаки метаморфизма низких ступеней заметны во многих породах. Почти все образцы несут следы скалывания и дробления вдоль плоскостей северо-восточного простирания. Такие признаки деформаций обнаружены не только на хр. Палмер, но и в погружении на северном борту впадины Пик. Следовательно, следует говорить о системе тектонических нарушений, затронувших юго-восточное окончание Кингс-Трога в целом.

В связи со всем изложенным встает вопрос о том, как же можно интерпретировать данную структурную картину и какова природа Кингс-Трога в целом. Эта депрессия примыкает к Азоро-Бискайскому поднятию, с которым образует Т-образное сочленение. Азоро-Бискайское поднятие по своему происхождению скорее всего относится к вулканическим образованиям. В его пределах (особенно в юго-западной части) съемкой ГБО «Глория» установлена серия косо расположенных дислокаций, которые могли бы рассматриваться как «вулканические гряды» или же эскарпы и, как полагают [13], хотя бы частично связаны со сдвиговыми подвижками. Удивительна в региональном плане картина линейных магнитных аномалий (см. рис. 1). Почти не смещаясь или смещаясь в очень небольшой степени структурой Кингс-Трога, отдельные аномалии весьма существенно изгибаются, пересекая Азоро-Бискайское поднятие [7]. При этом изгибы таковы, что на юго-западном фланге поднятия они могли бы отвечать левому сдвигу, а на северо-восточном — правому. Таким образом, вырисовывается взаимоувязанная кинематическая ситуация на данном «тройном» сочленении структур: раздвиг на Кингс-Троге и сдвиги на перпендикулярных к нему структурах.

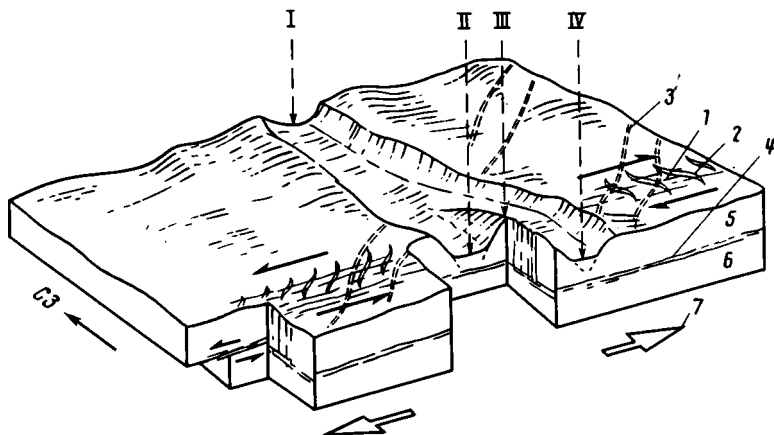


Рис. 5. Блок-диаграмма Кингс-Трога. Цифры на схеме: римские: I — основная депрессия, I — впадина Фрин, III — хр. Палмер, IV — впадина Пик; арабские: 1 — зоны сланцеватости, 2 — трещины отрыва (при сдвиге), 3 — линейные магнитные аномалии, 4 — зона серпентинитовой «смазки», 5 — верхняя и 6 — нижняя литосфера; 7 — направления растяжений

Многим исследователям^{*} естественным казалось искать продолжение Кингс-Трога в других формах, которые могли бы служить выражением протяженной границы плит в Атлантике. Весьма распространено представление о том, что в прошлом эта граница отделяла Европейскую плиту от Африканской, а в последующем (послесреднеэоценовое время) она отмерла и новая граница уже заложилась как Азоро-Гибралтарская зона [6, 12]. Старая граница, таким образом, трассировалась от Срединно-Атлантического хребта через Кингс-Трог, северо-восточный фланг Азоро-Бискайского поднятия к системе дислокаций банки Галиция, южной окраине Бискайского залива и уходила в Пиренеи. Кажется достаточно логичной и последовательная смена условий на этой границе: от растяжения к сдвигу и затем сжатию [3]. Однако надо отметить существенный разрыв этой границы на участке от Азоро-Бискайского поднятия до банки Галиция (хотя и можно допустить, что здесь просто отсутствуют данные). Кроме того, сама указанная выше смена пограничных обстановок возможна только при условии, что общий полюс раскрытия (для данной пары плит, разделенных предполагаемой непрерывной границей) должен располагаться где-то на южном продолжении Кингс-Трога, из чего вытекает необходимость максимального раздвига на севере, в то время как очевидно, что с приближением к Срединно-Атлантическому хребту Кингс-Трог вырождается.

По ориентировке сбросовых уступов, ограничивающих Кингс-Трог, была предпринята попытка определения полюса раскрытия этой структуры (трещины растяжения должны быть направлены к нему). Подсчет по всем линейным нарушениям (по данным ГБО «Глория») дает весьма расплывчатый эллипс доверия полюса при положении его чуть юго-западнее Кингс-Трога. При исключении из рассмотрения аномальных поперечных нарушений получается более надежный полюс, находящийся почти в центре структуры вблизи точки с координатами 43° с. ш. и 22° з. д., т. е. и эти расчеты не приводят к полюсу, который мог бы соответствовать движению по единой межплитной границе.

Таким образом, остается один вариант — образование троговой структуры внутри тела плиты как локального явления, не связанного с формированием сколько-нибудь протяженной границы. Возможно, что это растяжение местного масштаба было вызвано прогревом и частичным проплавлением типа горячей точки (трахиты горы Антиалтаира и других участков на бортах трого). Если

допустить, что растяжение в направлении, перпендикулярном оси трого, согласуется со сдвигами вдоль Азоро-Бискайского поднятия, то этой системой можно объяснить весь комплекс структур, полагая, что в стороны деформации просто рассеиваются по площади. Вдоль сдвиговых зон возникают и открытые трещины, способствующие поступлению вулканитов, формирующих поднятие, и продольные системы трещиноватости, расслаивания, так отчетливо выраженные во всех породах юго-восточного окончания Кингс-Трога. Некоторое противоречие состоит в том, что масштабы трого свидетельствуют о достаточно большой глубине его заложения, в то время как раскол всей литосферной плиты неизбежно привел бы и к явлению спрединга, и к возникновению протяженной межплитной границы. Возможны варианты снятия этого противоречия, и одно из наиболее вероятных — предположение о существенной вертикальной неоднородности литосферы, что имеет под собой достаточно серьезные геофизические основания. Можно допустить, что наиболее интенсивное растяжение (с разрывом сплошности) произошло лишь в верхней (хрупкой) части литосферы, отделенной от нижней, более пластичной, серпентинитовой «смазкой» (рис. 5). Следует отметить в связи с этим, что в пределах Азоро-Бискайского поднятия сейсмические характеристики указывают на существование на глубине ~10 км низкоскоростного (7,2 км/с) слоя, по характеристикам отвечающего ряду пород, в том числе и серпентинизированным перидотитам [13]. По различным данным предполагается некоторое утолщение отдельных слоев как под Кингс-Трогом, так и под Азоро-Бискайским поднятием [11, 13], так что нельзя исключать и «перетекания» пластичного серпентинитового вещества, возможно, и протрузивного его проникновения в отдельные блоки. В любом случае остается пока труднообъяснимым формирование относительно приподнятого выступа хр. Палмер.

Список литературы

1. *Cann I. R.* Petrology of basement rocks from Palmer Ridge NE Atlantic//*Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1971. V. 268. P. 605—617.
2. *Cann I. R., Funnel B. M.* Palmer Ridge: a section through the upper part of the ocean crust?//*Nature.* 1967. V. 213. № 5077. P. 661—664.
3. *Grimaud S., Boillot G., Colette B. I. et al.* Western Extension of the Iberian European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model//*Marine. geol.* 1982. V. 45. P. 63—77.
4. *Kidd R. B., Ramsay A. T. S.* The geology and formation of King's Trough Complex on the light of Deep Sea Drilling Project Site 608 drilling//*Int. Rep. DSDP.* 1987. V. 94. P. 1245—1261.
5. *Kidd R. B., Searle R. G., Ramsay A. T. S. et al.* The geology and formation of King's Trough//*Marine. geol.* 1982. V. 48. P. 1—30.
6. *Klitgord K. D., Shouten H.* Plate kinematics of the Atlantic//*The geology of the North America.* 1986. V. 14. P. 351—378.
7. *Kristofersson Y.* Sea-floor spreading and early opening of the North Atlantic//*Earth. Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 38. P. 273—290.
8. *Le Pichon X., Sibuet I. C.* Western extension of the boundary between the European and Iberian plates during the Pyrenean Orogeny//*Earth. Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 12. P. 83—88.
9. *Matthews D. H., Laughton A. S., Pugh D. T. et al.* Crustal structure and origin of Peake and Freen Deeps, WNE Atlantic//*Geophys. I. Roy. Astron. Sci.* 1969. V. 18. P. 517—542.
10. *Miles R. R., Kidd R. B.* Correlation of sea-floor spreading magnetic anomalies across King's Trough//*Int. Rep. DSDP.* 1986. V. 94. P. 1149—1156.
11. *Searle R. C., Whitmarsh R. B.* The structure of King's — Trough NE Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies//*Geophys. I. Roy. Astron. Sci.* 1978. V. 53. P. 259—287.
12. *Srivastava S. P., Roest W. R.* Evolution of North Atlantic: Cause jumping plate boundary and microplate//*28 IGC. Abstr.* 1989. V. 3. № 3. Washington. P. 168.
13. *Whitmarsh, Ginzburg A., Searle R. C.* The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, N. E Atlantic Ocean//*Geophys. I. Roy. Astron. Sci.* 1982. V. 70. P. 79—107.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Москва, 117218

Поступила в редакцию
22.IV.1991

Рецензент: Ю. Н. Разницын

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24:551.25

© 1992 г. ЛУКИНОВ В. В., ШКУРО Л. Л.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ НА УПЛОТНЕНИЕ
ГОРНЫХ ПОРОД

Физические свойства горных пород угленосных формаций являются показателями процессов и стадий их формирования и преобразования. Условия формирования угленосных отложений определяют структурные и текстурные характеристики породы, такие, как форма, размер и упаковка кластического материала, взаимоположение породообразующих элементов и обуславливают первоначальное различие физико-механических свойств пород различного литогенетического типа. Согласно существующим представлениям об этапах постдиагенетических преобразований горных пород, отложения каменноугольного возраста Донецкого бассейна относятся к породам среднего катагенеза (угли марок Д, Г), позднего катагенеза (угли марок Ж, К, ОС) и раннего метагенеза (угли марок Т, А) [5]. Основной реакцией пород на процессы катагенеза является их уплотнение и литификация.

Основной фактор этих процессов — геостатическое давление, создаваемое весом вышележащих пород и определяемое максимальной глубиной палеопогружения в доинверсионный период развития бассейна. В свою очередь с увеличением глубины залегания увеличивалась температура, которая являлась главным фактором метаморфизма углей. На основании этих предпосылок большинство авторов [1, 2, 6, 7] считает, что породы одного литогенетического типа, вмещающие угли одной степени метаморфизма, слабо различаются по физико-механическим и коллекторским свойствам.

Однако при движениях горных массивов в период инверсии, а также при последующих постинверсионных движениях породы испытывали тектоническое давление, обусловившее развитие пликативных и дизъюнктивных дислокаций, что не могло не сказаться на изменении физических свойств пород, в частности плотности и пористости. В более тектонически дислоцированных районах в силу действия больших давлений в процессе инверсии породы должны быть более уплотненными, чем в слабодислоцированных районах.

Анализ сложности дислокаций отдельных участков бассейна позволил В. С. Попову выделить на его площади семь структурных зон и три подзоны, существенно различающихся по степени тектонической дислоцированности [4]. Наиболее сложная в тектоническом отношении — центральная зона крупных линейных складок. К северу и югу от этой зоны расположены северная и южная зоны мелкой складчатости. Эти зоны менее дислоцированы, чем центральная, но слабее, чем периферийные, например Красноармейская моноклираль.

Исследования характера изменения объемной плотности песчаников, наиболее распространенного литогенетического типа пород подводных выносов рек, залегающих в зоне развития углей марки Ж, показали, что средние значения этого показателя по пробам Красноармейского района (подзона Красноармейской моноклинали) составляют $2,41 \text{ г/см}^3$, Донецко-Макеевского района (подзона поперечных дислокаций южной зоны мелкой складчатости) — $2,54$, Центрального (Центральная зона крупных линейных складок) — $2,59$ и Краснодарского (северная зона мелких складок) — $2,55 \text{ г/см}^3$ [3].

Однако объемная плотность является слабочувствительным показателем уплотнения алевролитовых и глинистых пород. В этом случае более чувствительным показателем, отражающим изменение плотности пород, может быть скорость распространения продольных волн (V_p).

В качестве исходной информации использованы результаты определения V_p , зарегистрированной приборами акустического каротажа в углеразведочных скважинах на следующих участках разведки: Красноармейский-Западный 2—3 (подзона Красноармейской моноклинали), Бутовский-Глубокий (подзона поперечных дислокаций южной зоны мелкой складчатости), Румянцевский-Глубокий (Центральная зона крупных линейных складок), Краснодарский-Глубокий и поле шахты Суходольская-Восточная (северная зона мелкой складчатости).

Объектами исследований служили песчаники, алевролиты, аргиллиты, которые вмещают пласты углей марок Ж и К.

Изучение закономерностей изменения V_p в породах проводилось с учетом принадлежности их к разным структурным зонам.

В результате обработки большого количества информации установлено, что V_p имеют наибольшие значения в зонах, характеризующихся сложной тектонической дислоцированностью (Центральная зона крупных линейных складок). В зонах к северо-востоку (северная зона мелкой складчатости) и юго-западу (подзона Красноармейской моноклинали) от Главной антиклинали наблюдается закономерное изменение V_p (таблица). При сравнении средних значений V_p в породах одного литотипа, вмещающих угли одной и той же марки, но залегающих в различных структурных зонах, установлены их существенные различия.

Таким образом, детальное исследование изменения скорости распространения продольных волн с учетом влияния структурного фактора при исключении степени метаморфизма и глубины залегания показало, что скорость распространения продольных волн характеризуется повышенными значениями

Сопоставление средних значений скорости распространения продольных волн в породах, вмещающих угли марок Ж и К, с учетом влияния структурного фактора ($H=900-1100$ м)

Структурная зона	Участок геологической разведки	Порода	Марка угля	Среднее значение, м/с	Расчетное значение критерия 2,04 ($P=0,95$)	Различие по средним
Подзона Красноармейской моноклинали (1) — подзона поперечных дислокаций южной зоны мелкой складчатости (2)	Красноармейский-Западный(1)—Бутовский-Глубокий 2 (2)	Песчаник	Ж(1)	4182	17,5	Существенное
			Ж(2)	4983		
	То же	Алевролит	Ж(1)	3751	20,8	»
			Ж(2)	4464		
	»	Аргиллит	Ж(1)	3342	12,8	»
			Ж(2)	3988		
	»	Песчаник	К(1)	4290	25,1	»
			К(2)	5128		
	»	Алевролит	К(1)	3806	24,5	»
			К(2)	4577		
	»	Аргиллит	К(1)	3392	12,3	»
			К(2)	3972		
Центральная зона крупных линейных складок (1) — Северная зона мелкой складчатости (2)	Румянцевский-Глубокий (1)—Суходольская-Восточная (2)	Песчаник	Ж(1)	5208	11,4	»
			Ж(2)	4503		
	То же	Алевролит	Ж(1)	4725	9,2	»
			Ж(2)	4190		
	»	Аргиллит	Ж(1)	4117	5,6	»
			Ж(2)	3749		

Примечание. Расчетные значения критерия Стьюдента значительно выше табличных значений при доверительной вероятности $P=0,95$.

в зонах со сложной структурно-тектонической дислоцированностью, что свидетельствует о существенной роли не только геостатического, но и тектонического давления в процессах уплотнения пород.

Список литературы

1. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
2. Донабедов Л. Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикаторы степени метаморфизма углей//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 4, 5. С. 98—115.
3. Забигаило В. Е., Лукинов В. В., Репка В. В. Эффективность воздействия на горный массив текучими и структурное районирование Донбасса//Горный журн. 1968. № 3. С. 1—5.
4. Попов В. С. Тектоника//Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолиздат, 1963. Т. 1. С. 103—151.
5. Топорец С. А. Физические свойства пород угленосных формаций — индикаторы стадийных изменений//Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. С. 151—161.
6. Фоменко Н. Е. Способ расчета распределения геостатического давления и угленосных отложений Донецкого бассейна//Проблемы глубинной геологии Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1976. С. 142—145.
7. Юлковский В. А. Влияние метаморфизма угольных пластов на физико-химические свойства пород//Тр. ЦНИЭИуголь. М., 1984. № 2. С. 33—34.

Институт геотехнической механики,
Днепропетровск, 320600

Поступила в редакцию
2.IV.1991

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ С УЧЕТОМ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

К дискуссионным вопросам геологического развития Соликамской впадины относятся: тектоническая обстановка седиментации пермских галогенных отложений, время и причины формирования соляных складок, время и причины образования тектонических трещин, качественная и количественная оценка скростности современных вертикальных тектонических движений. Этот круг вопросов и рассматривается в настоящей статье с привлечением новых данных о распределении на площади и в разрезе минеральных новообразований, выполняющих трещинное пространство горных пород.

Район исследований относится к центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и включает Соликамскую брахиантиклиналь и Соколовскую брахисинклиналь (рисунок). Последняя к западу сочленяется с Камско-Вишерским соляным валом, осевая линия которого совпадает с долиной пра-Камы.

В изученном районе установлена определенная закономерность распределения трещинных вторичных минералов [9], заключающаяся в том, что при условии нормальной гидрогеохимической зональности, чем выше растворимость минерала, тем ниже по разрезу он выполняет трещины горных пород (гидроокислы железа и марганца совместно с кальцитом — кальцит — волокнистый гипс — бесцветный галит — розовый галит совместно с гипсом мелкокристаллическим и халцедоном). В разрезе Соликамской брахиантиклинали зона бесцветного галита отсутствует.

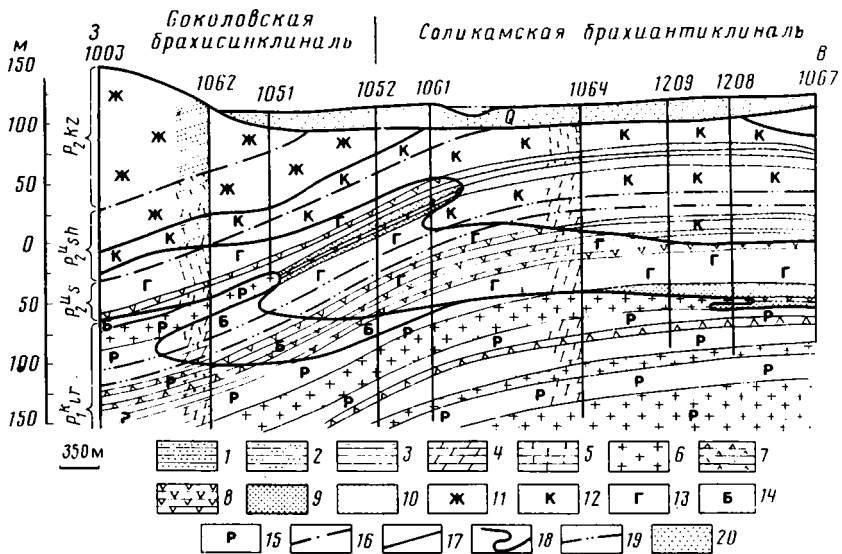
Изучение геологического и гидрогеологического строения района привело нас к следующему объяснению формирования гидроэпигенетической минеральной зональности [11]. В конце седиментационного гидрогеологического этапа развития района трещины горных пород были выполнены до кровли соликамского горизонта уфимского яруса гидротермальным розовым галитом совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном. В начале миоцена в связи с общим тектоническим подъемом территории розовый галит в трещинах и верхние пласты каменной соли стали растворяться инфильтрационными подземными водами. Одновременно происходило и растворение верхних прослоев сульфатных пород. В результате верхняя граница зоны розового галита стала опускаться вниз по разрезу. При достижении степени минерализации около 140 г/л подземные воды оказались пересыщенными сульфатом кальция, который стал выпадать в осадок по трещинам в виде волокнистого гипса выше верхней границы развития по трещинам розового галита. Продолжающееся воздымание района привело к тому, что уже верхняя граница зоны волокнистого гипса стала поверхностью растворения этого минерала. Смещение гидрокарбонатных кальциевых вод с водами растворения гипса вызвало пересыщение вод карбонатом кальция, который стал выделяться по трещинам в виде кальцита выше верхней границы зоны волокнистого гипса. Формирование зоны бесцветного галита в разрезе Соколовской брахисинклинали связано с тектоническим погружением этой структуры. На своде смежного Камско-Вишерского соляного вала происходило растворение каменных и калийных солей. Эти растворы перемещались в Соколовскую брахисинклиналь, где вследствие слабой подвижности вод и смешения высококонцентрированных рассолов выщелачивания галогенных пород произошло пересыщение подземных вод хлористым натрием, который выделился по трещинам в виде бесцветного галита.

По мнению П. И. Лунина [8], В. И. Копнина [6], процесс отложения галогенной толщи был неравномерным и привел к возникновению конседиментационных поднятий рельефа дна осадконакопления, которые предопределили неодинаковую нагрузку на нижележащую каменную соль. Это вызвало течение солей из погруженных участков в сторону «соляных банок».

На представленном рисунке видно, что резкое выклинивание пластов каменной соли совпадает с верхней границей развития по трещинам розового галита, а замещение прослоев гипса брекчированными глинами проходит в кровле зоны волокнистого гипса. Так как положение в разрезе поверхностей раздела между зонами с разным составом трещинных вторичных минералов определяется современной гидрогеохимической зональностью, значит, отмеченное резкое выклинивание пластов каменных солей и гипсов связано с деятельностью подземных вод [10]. Отсюда следует, что брекчированные глины, замещающие гипсы и каменные соли, являются карстогенными образованиями. Иначе говоря, в разрезе Соликамской брахиантиклинали на месте нынешнего залегания брекчированных глин в предшествующее геологическое время существовали каменные соли и гипсы, которые затем были выщелочены подземными водами.

В иренском горизонте кунгурского яруса отмечено несколько маркирующих слоев мергелей с фауной, которые не только не выклиниваются при переходе из синклиальной структуры в антиклинальную, но хорошо сохраняют свою мощность и внешний облик фауны пелеципод и остракод. Трещины усыхания, знаки волноприбойной ряби в мергелях также прослеживаются в отдельных стратиграфических подразделах вне зависимости от геоструктурного положения. Перечисленные факты с несомненностью свидетельствуют о почти ровном рельефе дна кунгурского бассейна осадконакопления, о его примерно одинаковой солености в разных частях изученного района, о мелководности среды осаднения, а также о том, что конседиментационный характер складчатости не проявлялся в кунгурский век.

На протяжении нескольких десятилетий А. А. Иванов [5] защищает точку зрения, согласно которой складчатость Соликамской впадины — это результат тангенциальных усилий со стороны Урала. Об этом свидетельствует, по его мнению, субмеридиональное простираание складок впадины



Литолого-минералогический профиль поперек долины р. Камы выше г. Соликамска
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — каменные соли; 7 — ангидриты; 8 — гипсы; 9, 10 — брекчированные глины; 9 — доломитистые, 10 — известковистые; минеральный наполнитель трещин горных пород: 11 — гидроокислы железа и марганца совместно с кальцитом, 12 — кальцит, 13 — волокнистый гипс, 14 — бесцветный галит, 15 — розовый галит совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном; геологические границы: 16 — стратиграфические, 17 — литологические, 18 — между зонами с разным составом минерального наполнителя трещин, 19 — маркирующие слои мергелей с фауной; 20 — аллювиальные отложения

и их асимметричное строение (западные крылья падают круче восточных). Как показал В. И. Копнин [6], при трансформации тангенциальных напряжений со стороны складчатого Урала интенсивность соляной тектоники должна возрастать с запада на восток. В действительности же амплитуда поднятий и прогибов Соликамской впадины уменьшается в восточном направлении. Кроме того, в западной части впадины имеет место обратная асимметрия соляных структур. Таким образом, точка зрения А. А. Иванова не выдерживает критических замечаний.

Отметив, что вся внутренняя соляная складчатость в структурах, вскрытых при проходке подземных выработок, имеет наклон или опрокидывание осевых поверхностных складок только в западном направлении, Б. М. Голубев [2] приходит к выводу, что причиной односторонне направленного движения соляных пород могло быть только их гравитационное течение с востока на запад по склону подсоляного ложа к области максимального прогибания Соликамской впадины. Однако подсоляное ложе наклонено под углом всего лишь один градус. Поэтому следует предполагать, что сила трения не может быть преодолена.

Выше было подчеркнуто, что бесцветный галит выполняет трещины пород только в синклиналиях понижениях, отсутствуя в разрезах антиклинальных структур. Этот факт, ранее никем не замеченный, очень важен, так как позволяет по керну только одной скважины определить, в какой части тектонической структуры пробурена та или иная скважина. Иначе говоря, связь бесцветного галита с тектонической обстановкой несомненна. Но источником бесцветного галита могли быть только растворы выщелачивания галогенных пород. Эти растворы возникли не раньше миоценового времени, о чем говорит миоценовый возраст наиболее древних рыхлых образований, заполняющих солянокарстовые западины Соликамской впадины [3]. Таким образом, образование бесцветного галита относится, очевидно, к миоценовому времени. Вероятно, и формирование складчатых структур района происходило в это же время.

Миоценовая эпоха в районе характеризуется глубоким эрозионным расчленением территории. К этому времени относится формирование долины пра-Камы [3]. Эрозионное расчленение территории резко нарушило геостатическое равновесие пород и привело к перемещению соляных масс в сторону пониженного давления, т. е. в сторону древнего переуглубления пра-Камы, где стал формироваться Камско-Вишерский соляной вал. По-видимому, природа Соколовской брахисинклинали и Соликамской брахiantиклинали также обусловлена соляной тектоникой.

Ю. А. Косыгин [7] предложил назвать соляные поднятия, образовавшиеся под глубокой речной долиной в горизонтально залегающей соленосной толще за счет течения соли в сторону разгруженного участка, экзотектоническими соляными поднятиями. Эрозионной разгрузкой он объясняет, в частности, образование Репетекской и Байрамалийской соляных антиклиналей в юго-западной Туркмении.

Следующий вопрос геологического развития Соликамской впадины — время и причины образо-

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ
С УЧЕТОМ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

К дискуссионным вопросам геологического развития Соликамской впадины относятся: тектоническая обстановка седиментации пермских галогенных отложений, время и причины формирования соляных складок, время и причины образования тектонических трещин, качественная и количественная оценка скорости современных вертикальных тектонических движений. Этот круг вопросов и рассматривается в настоящей статье с привлечением новых данных о распределении на площади и в разрезе минеральных новообразований, выполняющих трещинное пространство горных пород.

Район исследований относится к центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и включает Соликамскую брахиантиклиналь и Соколовскую брахисинклинали (рисунок). Последняя к западу сочленяется с Камско-Вишерским соляным валом, осевая линия которого совпадает с долиной пра-Камы.

В изученном районе установлена определенная закономерность распределения трещинных вторичных минералов [9], заключающаяся в том, что при условии нормальной гидрогеохимической зональности, чем выше растворимость минерала, тем ниже по разрезу он выполняет трещины горных пород (гидроокислы железа и марганца совместно с кальцитом — кальцит — волокнистый гипс — бесцветный галит — розовый галит совместно с гипсом мелкокристаллическим и халцедоном). В разрезе Соликамской брахиантиклинали зона бесцветного галита отсутствует.

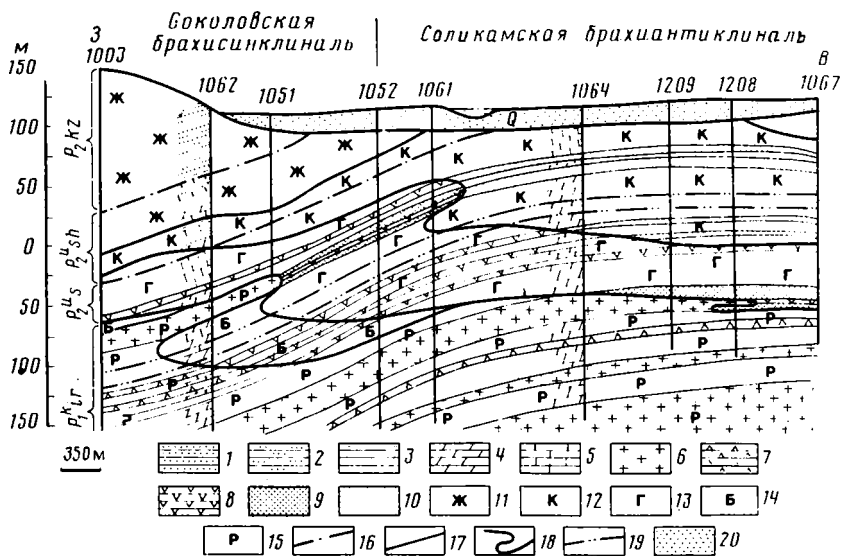
Изучение геологического и гидрогеологического строения района привело нас к следующему объяснению формирования гидроэпигенетической минеральной зональности [11]. В конце седиментационного гидрогеологического этапа развития района трещины горных пород были выполнены до кровли соликамского горизонта уфимского яруса гидротермальным розовым галитом совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном. В начале миоцена в связи с общим тектоническим подъемом территории розовый галит в трещинах и верхние пласты каменной соли стали растворяться инфильтрационными подземными водами. Одновременно происходило и растворение верхних прослоев сульфатных пород. В результате верхняя граница зоны розового галита стала опускаться вниз по разрезу. При достижении степени минерализации около 140 г/л подземные воды оказались пересыщенными сульфатом кальция, который стал выпадать в осадок по трещинам в виде волокнистого гипса выше верхней границы развития по трещинам розового галита. Продолжающееся воздымание района привело к тому, что уже верхняя граница зоны волокнистого гипса стала опускаться вниз по разрезу. Смещение гидрокарбонатных кальциевых вод с водами растворения гипса вызвало пересыщение вод карбонатом кальция, который стал выделяться по трещинам в виде кальцита выше верхней границы зоны волокнистого гипса. Формирование зоны бесцветного галита в разрезе Соколовской брахисинклинали связано с тектоническим погружением этой структуры. На своде смежного Камско-Вишерского соляного вала происходило растворение каменных и калийных солей. Эти растворы перемещались в Соколовскую брахисинклинали, где вследствие слабой подвижности вод и смешения высококонцентрированных рассолов выщелачивания галогенных пород произошло пересыщение подземных вод хлористым натрием, который выделился по трещинам в виде бесцветного галита.

По мнению П. И. Лунина [8], В. И. Копнина [6], процесс отложения галогенной толщи был неравномерным и привел к возникновению конседиментационных поднятий рельефа дна осадконакопления, которые предопределили неодинаковую нагрузку на нижележащую каменную соль. Это вызвало течение солей из погруженных участков в сторону «соляных банок».

На представленном рисунке видно, что резкое выклинивание пластов каменной соли совпадает с верхней границей развития по трещинам розового галита, а замещение прослоев гипса брекчированными глинами проходит в кровле зоны волокнистого гипса. Так как положение в разрезе поверхностей раздела между зонами с разным составом трещинных вторичных минералов определяется современной гидрогеохимической зональностью, значит, отмеченное резкое выклинивание пластов каменных солей и гипсов связано с деятельностью подземных вод [10]. Отсюда следует, что брекчированные глины, замещающие гипсы и каменные соли, являются карстогенными образованиями. Иначе говоря, в разрезе Соликамской брахиантиклинали на месте нынешнего залегания брекчированных глин в предшествующее геологическое время существовали каменные соли и гипсы, которые затем были выщелочены подземными водами.

В иренском горизонте кунгурского яруса отмечено несколько маркирующих слоев мергелей с фауной, которые не только не выклиниваются при переходе из синклиальной структуры в антиклиналиную, но хорошо сохраняют свою мощность и внешний облик фауны пелеципод и остракод. Трещины усыхания, знаки волноприбойной яри в мергелях также прослеживаются в отдельных стратиграфических подразделах вне зависимости от геоструктурного положения. Перечисленные факты с несомненностью свидетельствуют о почти ровном рельефе дна кунгурского бассейна осадконакопления, о его примерно одинаковой солености в разных частях изученного района, о мелководности среды осаждения, а также о том, что конседиментационный характер складчатости не проявлялся в кунгурский век.

На протяжении нескольких десятилетий А. А. Иванов [5] защищает точку зрения, согласно которой складчатость Соликамской впадины — это результат тангенциальных усилий со стороны Урала. Об этом свидетельствует, по его мнению, субмеридиональное простирание складок впадины



Литолого-минералогический профиль поперек долины р. Камы выше г. Соликамска
 1 — песчаники; 2 — алеволиты; 3 — аргиллиты; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — каменные соли; 7 — ангидриты; 8 — гипсы; 9, 10 — брекчированные глины; 9 — доломитистые, 10 — известковистые; минеральный наполнитель трещин горных пород: 11 — гидроокислы железа и марганца совместно с кальцитом, 12 — кальцит, 13 — волокнистый гипс, 14 — бесцветный галит, 15 — розовый галит совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном; геологические границы: 16 — стратиграфические, 17 — литологические, 18 — между зонами с разным составом минерального наполнителя трещин, 19 — маркирующие слои мергелей с фауной; 20 — аллювиальные отложения

и их асимметричное строение (западные крылья падают круче восточных). Как показал В. И. Копнин [6], при трансформации тангенциальных напряжений со стороны складчатого Урала интенсивность соляной тектоники должна возрастать с запада на восток. В действительности же амплитуда поднятий и прогибов Соликамской впадины уменьшается в восточном направлении. Кроме того, в западной части впадины имеет место обратная асимметрия соляных структур. Таким образом, точка зрения А. А. Иванова не выдерживает критических замечаний.

Отметив, что вся внутренняя соляная складчатость в структурах, вскрытых при проходке подземных выработок, имеет наклон или опрокидывание осевых поверхностей складок только в западном направлении, Б. М. Голубев [2] приходит к выводу, что причиной односторонне направленного движения соляных пород могло быть только их гравитационное течение с востока на запад по склону подсоляного ложа к области максимального прогибания Соликамской впадины. Однако подсоляное ложе наклонено под углом всего лишь один градус. Поэтому следует предполагать, что сила трения не может быть преодолена.

Выше было подчеркнуто, что бесцветный галит выполняет трещины пород только в синклиналиях понижениях, отсутствуя в разрезах антиклинальных структур. Этот факт, ранее никем не замеченный, очень важен, так как позволяет по керну только одной скважины определить, в какой части тектонической структуры пробурена та или иная скважина. Иначе говоря, связь бесцветного галита с тектонической обстановкой несомненна. Но источником бесцветного галита могли быть только растворы выщелачивания галогенных пород. Эти растворы возникли не раньше миоценового времени, о чем говорит миоценовый возраст наиболее древних рыхлых образований, заполняющих солянокарстовые западины Соликамской впадины [3]. Таким образом, образование бесцветного галита относится, очевидно, к миоценовому времени. Вероятно, и формирование складчатых структур района происходило в это же время.

Миоценовая эпоха в районе характеризуется глубоким эрозионным расчленением территории. К этому времени относится формирование долины пра-Камы [3]. Эрозионное расчленение территории резко нарушило геостатическое равновесие пород и привело к перемещению соляных масс в сторону пониженного давления, т. е. в сторону древнего переуглубления пра-Камы, где стал формироваться Камско-Вишерский соляной вал. По-видимому, природа Соколовской брахисинклинали и Соликамской брахiantиклинали также обусловлена соляной тектоникой.

Ю. А. Косыгин [7] предложил назвать соляные поднятия, образовавшиеся под глубокой речной долиной в горизонтально залегающей соленосной толще за счет течения соли в сторону разгруженного участка, экзотектоническими соляными поднятиями. Эрозионной разгрузкой он объясняет, в частности, образование Репетекской и Байрамалийской соляных антиклиналей в юго-западной Туркмении.

Следующий вопрос геологического развития Соликамской впадины — время и причины образо-

вания тектонических трещин. Обычно принято считать, что формирование складчатости и образование тектонических трещин — единовременный процесс. Как показали наши исследования, это не совсем так по отношению к Соликамской впадине. Формирование складчатости относится, вероятно, к миоценовой эпохе, а образование тектонических трещин и их заполнение гидротермальным розовым галитом совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном приходится на границу между соликамским и шешминским временем уфимского века. Об этом свидетельствует распространенность трещинных обломков халцедона по всему разрезу соликамского горизонта. Этот факт отмечен нами по всем задокументированным скважинам. Хотя породы и претерпели тектоническое трещинообразование, однако складчатых движений в это время не происходило, о чем говорит отсутствие стратиграфического и углового несогласия между отложениями соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса. Субвертикальные трещины с розовым галитом, нередко с зеркалами скольжения, относятся нами к «общей трещиноватости платформенного чехла» [1], не получившей до сих пор генетического объяснения.

Теперь коротко коснемся вопроса о проявлении в районе современных тектонических движений. Из нашего объяснения формирования вертикальной зональности трещинных вторичных минералов следует, что в то время, как в Соликамской брахиантиклинали стратиграфические границы испытывали подъем, верхняя граница развития по трещинам розового галита опускалась вниз по разрезу вследствие его растворения инфильтрационными подземными водами. В Соколовской брахисинклинали, наоборот, стратиграфические границы испытывали опускание, а верхняя граница зоны бесцветного галита наращивалась вверх по разрезу вследствие его выпадения в осадок из пересыщенных хлористым натрием вод. Таким образом, между тектоническими движениями и гидрогеохимическими процессами существует определенная связь, выраженная разнонаправленностью действия одних по отношению к другим и динамическим равновесием между ними. Данное теоретическое положение позволяет предложить гидрогеохимический критерий оценки знака современных вертикальных тектонических движений. Если непосредственно над верхней границей развития по трещинам гипса или галита подземные воды не насыщены сульфатом кальция или соответственно хлористым натрием, значит, район испытывает современное тектоническое воздымание. Если воды в аналогичных условиях залегания пересыщены этими веществами, район погружается.

Расчет насыщенности подземных вод сульфатом кальция, выполненный по методу В. П. Зверева [4], показал следующее. В разрезе Соликамской брахиантиклинали подземные воды, залегающие непосредственно над верхней границей зоны волокнистого гипса, не насыщены сульфатом кальция. В разрезе Соколовской брахисинклинали подземные воды в аналогичных условиях залегания пересыщены сульфатом кальция. Это позволяет сделать вывод, что антиклинальная складка испытывает современное тектоническое воздымание, а синклиналичная структура — погружение. Данное заключение подтверждается и другими методами исследований. На схеме тектоники геолоцена Урала, составленной В. П. Трифоновым [12] по геолого-геоморфологическим признакам, Соликамская брахиантиклиналь выделена как область активного поднятия, а Соколовская брахисинклиналь — как область опускания.

Таким образом, изучение закономерностей распределения в разрезе трещинных вторичных минералов позволяет оптимизировать решение некоторых вопросов тектонического развития Соликамской впадины.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Развитие литосферы и разломы // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1976. № 4. С. 6—16.
2. Голубев Б. М. О природе сил, обусловивших послонное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИГНИ. Пермь, 1973, Вып. 118. С. 239—246.
3. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 415 с.
4. Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М.: Наука, 1967. 99 с.
5. Иванов А. А. Основные черты стратиграфии и тектоники сильвинитовой зоны Верхнекамского месторождения на участке Первого рудника // Тр. ЦНИГРИ. М.: ОНТИ, 1935. Вып. 5. 44 с.
6. Копнин В. И. Условия развития соляной тектоники Соликамской депрессии // Тр. ВНИГНИ. М.: Недра, 1965. Вып. 46. С. 121—129.
7. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
8. Лукин П. И. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1941. Вып. 60. № 18. 32 с.
9. Мигунов Л. В. О куполовидном залегании минеральных новообразований и минерализованных подземных вод в долинах рек Камы и Вахша // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 1. С. 82—86.
10. Мигунов Л. В. О карстогенных породах в разрезе кунгурского яруса Соликамского района // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1976. № 4. С. 114—117.
11. Мигунов Л. В. Гидрогеологические границы в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 116—123.
12. Трифонов В. П. Геолого-геоморфологические признаки современных тектонических движений на Урале и в Зауралье // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 304—309.

ХРОНИКА

УДК 551.243:550.89(047)

© 1992 г. ШЕРМАН С. И., СЕМИНСКИЙ К. Ж.

РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ.

Более 30 лет прошло с момента проведения в нашей стране первого тектонофизического совещания, состоявшегося в Москве в 1957 г. под председательством В. В. Белоусова и М. В. Гзовского. За это время сформировалось новое поколение исследователей, работы которых в настоящее время базируются на широком использовании сложнейшего оборудования, в том числе и современной вычислительной техники. В связи с этим роль тектонофизических исследований в общем объеме геологических работ значительно возросла. Особенно отчетливо это проявилось при изучении разломов — структур, с которыми связаны такие важные в практическом отношении сопутствующие процессы, как сейсмическая активность, магматическая, гидротермальная деятельность и др.

К настоящему времени назрела необходимость обобщения на новом качественном уровне большого объема фактического материала, который явился результатом применения базирующихся на количественной основе методов тектонофизики в исследовании разломов. Эту цель и ставили перед собой организаторы всесоюзного совещания «Разломообразование в литосфере: тектонофизические аспекты», которое проходило в феврале 1991 г. в Иркутске на базе Института земной коры СО АН СССР. При этом разломообразование рассматривалось как процесс, отражающий деформации литосферы во времени и пространстве.

Материалы, представленные к обсуждению на совещании, свидетельствуют о значительном интересе к проблемам тектонофизики разломов. При этом направления исследований сосредоточены в широком спектре, включающем полевые, экспериментальные, теоретические и прикладные разработки. В совещании приняло участие более 100 исследователей из 25 городов и разных научно-исследовательских и производственных организаций страны. Значительное число докладов было представлено сформировавшимися научными коллективами из Киева, Москвы, Новосибирска, Иркутска, Ленинграда, Алма-Аты, Ташкента, Якутска, Свердловска, Ашхабада, Владивостока, отличающимися оригинальной тематической и методической направленностью исследований.

Всего на совещании заслушано 116 сообщений. Все доклады по тематике были разделены на шесть групп, которые составили программы заседаний отдельных секций. При этом 24 сообщения, имеющие общетеоретическое значение, выносились на обсуждение на пленарные заседания.

На пленарных заседаниях были заслушаны доклады С. И. Шермана, В. Г. Трифонова, А. В. Лукьянова, Ф. А. Летникова, Б. М. Чикова, Р. М. Лобацкой, О. Б. Гинтова, Ю. О. Кузьмина и др.

В докладе С. И. Шермана (ИЗК СО АН СССР) «Тектонофизическая характеристика разломов: решенные вопросы и нерешенные проблемы» были показаны результаты изучения разломов при их последовательном рассмотрении как двух-, трех- и четырехмерных (в координате времени) тел. В первом случае установлены математические виды связей между основными параметрами разломов, во втором случае установлены закономерности в изменениях формы и объемных размеров тел-разломов по простиранию и падению, установлены закономерности вертикальной структурной зональности разломов. В третьем случае — разломы как сложные геологические тела — многие тектонофизические вопросы пока решаются на качественном уровне.

А. В. Лукьянов (ГИН АН СССР) в своем докладе предложил выделять объемные разломы в качестве особого типа тектонических образований. К данному типу разломов относятся как области распространения тектонических брекчий, так и меланжи, будинированные толщи, штокверки и другие известные ранее формирования, представляющие собой результат объемного разрушения горных пород.

В докладе Ф. А. Летникова (ИЗК СО АН СССР) впервые рассматривалась проблема синергетики разломов. Многие геологические процессы в зонах разломов отражают закономерности последовательного преобразования энергии деформации в разные внутриразломные тектониты, различающиеся по вещественному и структурному составу. Хорошо прослежена эволюция внутриразломных петрологических процессов.

Б. М. Чиков (ИГиГ СО АН СССР) рассмотрел весьма оригинальные идеи «мгновенных» преобразований структур, а также вещественных преобразований в экспериментах при импульсном нагружении.

Серия докладов на пленарных заседаниях была посвящена общим проблемам разломообразования в литосфере. О. Б. Гинтов (ИГ АН УССР) сформулировал главные задачи и принципы тектонофизического изучения данного процесса. П. М. Бондаренко (ИГиГ СО АН СССР) подробно остановился

на систематике сдвиговых разломных зон. Вопросам классификации тектонических нарушений также был посвящен доклад К. Ж. Семинского (ИЗК СО АН СССР), который предложил выделять в пределах крупных разломных зон два типа разрывов: опережающие и оперяющие. В сообщении М. А. Гончарова (МГУ) рассматривалась специфика иерархических взаимоотношений пластической и разрывной деформаций.

Доклад В. Г. Трифонова (ГИН АН СССР) стал определяющим в рамках совещания по проблеме взаимоотношения разломов с сейсмичностью. Исследователь, используя многочисленные природные наблюдения, показал особенности связи этих двух процессов для различных геодинамических обстановок. Кроме сообщения В. Г. Трифонова аудитория с большим вниманием выслушала доклады Ю. О. Кузьмина (ИС АН ТуркмССР), В. С. Хромовских (ИЗК СО АН СССР), В. В. Ружича (ИЗК СО АН СССР), Л. П. Имаевой, В. С. Имаева, Б. М. Козьмина (ИГН СО АН СССР), также касающиеся особенностей проявления сейсмичности в пределах крупных разломных зон.

В нескольких докладах на пленарных заседаниях обсуждались результаты физического и математического моделирования процесса разломообразования в литосфере. С. А. Борняков (ИЗК СО АН СССР) показал закономерности структурообразования в зонах разломов различных морфогенетических типов с выделением для каждого из них характерных эволюционных рядов структур. Некоторые из них обсуждались на секционных заседаниях в сообщениях других сотрудников лаборатории тектонофизики ИЗК СО АН СССР — В. Ю. Буддо, А. И. Мирошниченко, А. Н. Адамовича, В. А. Трускова.

Кроме перечисленных сообщений живой интерес и активную полемику на пленарных заседаниях вызвали доклады Л. М. Парфенова и В. С. Оксмана (ИГН СО АН СССР), Р. М. Лобацкой (ИПИ), В. Н. Шолло (ИФЗ АН СССР), К. Г. Леви (ИЗК СО АН СССР), Ю. Я. Вашилова и В. А. Санькова (ИГН СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР).

Что касается секционных заседаний, то и здесь несколько сообщений привлекло внимание слушателей оригинальным результатом исследований и высоким качеством их интерпретации. По секции «Тектонофизическая характеристика разломов и геодинамика регионов» это доклады А. С. Барышева, В. И. Закузенного и Ю. С. Ощепкова (ВостСибНИИГГиМС), С. И. Кесельман и С. А. Тычкова (ИГиГ СО АН СССР), Л. А. Сим (МГУ), А. Ф. Читалина и А. С. Якубчука (МГУ), по секции «Физическое и математическое моделирование разломных зон» — доклады В. С. Жукова, С. Ф. Изюмова и Ю. О. Кузьмина (ИС ТуркмССР), А. С. Калинина (ВостСибНИИГГиМС), В. Г. Талицкого (МГУ), по секции «Разломы и сейсмичность» — доклады О. Б. Гинтова, В. М. Исаев, Л. В. Исая и др. (ИГ АН УССР), П. Е. Котляра (ИГиГ СО АН СССР), Н. В. Лукиной (ГИН АН СССР), по секции «Разломы и полезные ископаемые» — доклады В. Г. Шахтырова (ИГН СО АН СССР), И. В. Викентьева (ИГЕМ АН СССР) и др.

Итогом проделанной работы стало принятое участниками совещания решение, в основе которого лежат следующие положения.

Обсужденные на совещании доклады обнаруживают высокий профессиональный уровень проводимых в стране тектонофизических исследований. Они ведутся широким фронтом, совершенствуется лабораторная база, расширяется область применения физического и математического моделирования, методов полевой тектонофизики. Разработаны некоторые приемы использования тектонофизических методов при средне- и крупномасштабном картировании. С их помощью установлены соотношения между основными параметрами разломов, параметрами деструктивных полей и областей динамического влияния разломов, проведены корреляции разломной тектоники со структурами литосферы и геофизическими полями. Моделирование динамики развития разломов и разломных узлов позволило разработать математические критерии их активизации и ввести эти критерии в практику решения тектонофизических задач. Изучена динамика полей деформаций и установлен колебательный характер полей в областях динамического влияния разломов. Впервые поставлены вопросы синергетики зон разломов. Начали появляться новые теоретические разработки в области тектонофизики.

К отрицательным особенностям проводимых в стране тектонофизических исследований участники совещания отнесли недостаточное понимание роли вещественного состава деформируемой среды при разломообразовании, слабую разработку понятийной базы, а также не всегда правильное использование элементов теории подобия при осуществлении экспериментальных работ.

Ликвидация этих и других недостатков при проведении исследований зависит от уровня подготовки специалистов в области тектонофизики. Учитывая важность подготовки кадров, участники совещания посчитали необходимым обратиться в соответствующие учреждения с ходатайством о включении курса тектонофизики в учебные программы, существующие в настоящее время на геологических факультетах университетов и институтов.

В связи с большой теоретической и практической значимостью рассмотренных на совещании проблем участники рекомендовали оргкомитету осуществить публикацию материалов совещания и с этой целью приняли решение просить Междуведомственный тектонический комитет оказать содействие в данном вопросе.

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 06.01.92 Подписано к печати 3.03.92 Формат бумаги 70 x 100¹/₁₆
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отг. 11,1 тыс. Уч.-изд. л. 13,1 Бум. л. 4,0
Тираж 1045 экз. Зак. 2350 Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстраций.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка, на картах — географические координаты. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 13x21 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

2 р. 10 к.

Индекс 70228

ISSN 0016-853X, Геотектоника, 1992, № 2